



UNIVERSITÀ DI PISA
Dipartimento di Scienze della Terra

Corso di Laurea Magistrale in Geofisica di Esplorazione ed Applicata

Tesi di Laurea Magistrale

**Potenziali spontanei e shear zones: applicazione in ambiente tropicale a
Kwekutikrom (Ghana) e modellizzazione mediante implementazione
della 3D correlation imaging**

Candidato:

Rossella Sgherza

Relatore:

Prof. Paolo Costantini

Controrelatore:

Prof. Simone Capaccioli

ANNO ACCADEMICO

2014/2015

Riassunto

Il potenziale spontaneo (SP, Self-Potential) è una tecnica di prospezione geofisica passiva che permette di effettuare la mappatura, in superficie, della distribuzione del potenziale elettrico naturale. Il segnale viene misurato tramite una coppia di elettrodi impolarizzabili e consiste nella differenza di potenziale generata da correnti stazionarie e invariabili nel tempo. La stazionarietà del fenomeno è comunque da considerarsi funzione della durata dell'acquisizione. Il metodo, almeno in relazione agli altri metodi geoelettrici, è caratterizzato da una logistica estremamente semplificata che, insieme alla economicità della dotazione strumentale, rende questo tipo di prospezione geofisica particolarmente efficiente.

Il campo elettrico osservato è prodotto e mantenuto da fattori unicamente geologici, ed è direttamente provocato da meccanismi agenti nel sottosuolo, quali la circolazione di fluidi con carica ionica, il flusso di cariche elettriche e/o la presenza di eterogeneità nella distribuzione di temperatura. In generale, si possono individuare almeno quattro tipi di possibili sorgenti causative dell'anomalia elettrica misurata, in ordine di importanza: potenziale di mineralizzazione, potenziale elettrocinetico, potenziale termocinetico e potenziale di diffusione. Altri meccanismi causativi, di minore intensità, sono frequentemente presenti nel semispazio reale e possono costituire sorgenti di rumore.

La ricerca mineraria è senz'altro il campo di applicazione principale dei potenziali spontanei, a causa delle significative anomalie generate dalla presenza di minerali metallici, solfuri, disseminati o massivi (potenziale di mineralizzazione). In questi contesti è frequente il caso in cui anomalie rilevanti, e spesso indistinguibili da quelle generate dalla presenza di solfuri, sono generate da corpi, massivi o meno, di grafite. Frequentemente tali anomalie costituiscono un fattore di disturbo poiché, in generale, l'interesse è rivolto all'individuazione di solfuri. Un altro fattore di disturbo è costituito dalla presenza di un semispazio (o una copertura) ad alta conduttività: in questi casi il campo elettrico, almeno in superficie, viene fortemente attenuato e di conseguenza il potenziale registrato diminuisce a livelli che possono renderlo indistinguibile dal rumore. In ambienti tropicali, a causa della bassa resistività dell'orizzonte di alterazione lateritica (saprolitizzazione fino a profondità che possono eccedere i 100 m dal piano di campagna), il metodo dei potenziali spontanei è quindi generalmente non impiegato.

Con il lavoro svolto in questa tesi si è voluto dimostrare che tale metodologia, in

presenza di determinate situazioni geologico-strutturali, può invece fornire informazioni importanti dal punto di vista della ricerca mineraria anche in ambienti di forte alterazione tropicale; in particolare nella individuazione e modellizzazione, sia qualitativa che quantitativa, delle zone di taglio (“shear zones”) lungo le quali siano presenti concentrazioni non trascurabili di grafite.

In questi ambienti i solfuri eventualmente presenti sono generalmente ossidati fino alla base della saprolite e risultano quindi invisibili in termini di distorsione del campo elettrico; la grafite, invece, non essendo facilmente alterabile, mantiene le proprie caratteristiche di polarizzabilità anche all'interno dei livelli saprolitizzati, ed è quindi facilmente individuabile tramite prospezioni SP.

Le misure di potenziale spontaneo elaborate in questa tesi sono state acquisite nel prospecto di Kwekutikrom, in Ghana, all'interno di una concessione (Perseus Mining) situata nella Regione Centrale. I terreni presenti, caratterizzati da un profondo livello di alterazione superficiale, sono interessati da una serie di importanti strutture tettoniche (legate alle orogenesi proterozoiche e posteriori) lungo le quali, in prossimità delle principali zone di taglio e all'interno di formazioni reologicamente favorevoli, si sono sviluppate mineralizzazioni aurifere di rilevanza globale (es. Ashanti Belt).

Lungo queste fasce di deformazione tettonica, le mineralizzazioni a grafite si sviluppano come depositi epigenetici all'interno di *shear zone* e costituiscono un vettore efficace nella ricerca di giacimenti auriferi.

L'elaborazione dei dati di SP acquisiti attraverso le strutture di Kwekutikrom (31 linee spaziate 100 metri e con stazioni di misura ogni 25 m, per un totale di 51.275 km di linee) è stata effettuata utilizzando il programma Oasis Montaj (Geosoft); le fasi principali dell'elaborazione dei dati sono riassumibili in: detrending e filtraggio LP lungo linea, *gridding* mediante interpolazione dei dati con l'algoritmo di *bidirectional gridding*; filtri FFT 2D sui *grid*: *directional cosine filter*, derivata verticale e gradiente orizzontale).

L'obiettivo era quello di migliorare il rapporto segnale/rumore, operando sul segnale sia lungo linea che sui *grid* 2D, in modo da delineare al meglio l'andamento e i confini delle anomalie per una più facile e corretta interpretazione. In particolare, l'utilizzo dell'operatore gradiente orizzontale e di derivazione verticale di vari ordini frazionari hanno permesso di individuare, in maniera robusta, i limiti laterali dei corpi anomali e descriverne, in mappa, l'andamento.

La prima parte della tesi si conclude, quindi, mostrando che la tecnica del potenziale spontaneo (che, come detto, ha il vantaggio di essere economica nonché di facile e veloce acquisizione), applicata in zone in cui siano presenti concentrazioni non trascurabili di grafite, possa essere considerata una valida metodologia d'indagine anche in ambienti in cui, tradizionalmente, essa non viene presa in considerazione.

La seconda parte della tesi si è concentrata su di una possibile tecnica di modellizzazione, utilizzando un approccio diretto, della sorgente dell'anomalia misurata. È stato implementato, in Matlab, un codice che permette di ottenere un modello tridimensionale 'equivalente' utilizzando una tecnica di *Correlation Imaging* nel dominio della Trasformata di Fourier. Essa ha come base teorica la COP (*charge occurrence probability function*) sviluppata da Patella (1997), sebbene quest'ultima operi nel dominio dello spazio. La tecnica di *correlation imaging* permette di calcolare la matrice di correlazione 2D normalizzata, tra i dati misurati e i valori del potenziale spontaneo, che si misurerebbero alla superficie, causati da un'ipotetica sorgente posizionata ad una profondità definita. La correlazione è quindi eseguita tra i dati misurati del potenziale spontaneo ΔV_{obs} e quelli calcolati ΔV_{calc} . Assumendo che il semispazio sia omogeneo ed isotropo, la sorgente è stata posizionata a diverse profondità mappando, in tre dimensioni, i valori della correlazione in funzione della profondità. I valori del potenziale calcolati in superficie sono, infatti, funzione esclusivamente della profondità della sorgente (dipolo con polarizzazione verticale) e variano come $1/r^n$.

La seconda parte della tesi ha quindi evidenziato come la *correlation imaging* sia un'efficace tecnica di *modelling* che riduce la complessità computazionale della COP da cui deriva e rispetto alla quale, dato che le operazioni di convoluzione nel dominio delle frequenze vengono effettuate tramite semplice moltiplicazione, presenta significativi vantaggi dal punto di vista dell'efficienza.

INDICE

1. Introduzione.....	1
2. Potenziale Spontaneo	
2.1 Cenni storici.....	4
2.2 Teoria.....	4
2.2.1 Potenziale di diffusione e di membrana.....	5
2.2.2 Potenziale bioelettrico.....	6
2.2.3 Potenziale elettrocinetico.....	6
2.2.4 Potenziale di mineralizzazione.....	8
2.3 Campi di applicazione del potenziale spontaneo.....	16
2.4 Vantaggi e svantaggi della metodologia del potenziale spontaneo.....	17
2.4.1 Vantaggi dell'acquisizione mediante potenziale spontaneo nel campo della ricerca mineraria rispetto gli altri metodi elettrici.....	20
3. Potenziale spontaneo associato a mineralizzazioni a grafite in ambienti di shear	
3.1 Introduzione.....	22
3.2 Grafite.....	23
3.2.1 Proprietà elettriche.....	23
3.2.2 Proprietà meccaniche.....	24
3.3 Origine della grafite.....	25
3.3.1 Origine singenetica.....	25
3.3.2 Origine epigenetica.....	26
3.4 Mineralizzazioni a grafite nelle zone di taglio (shear zone).....	27
4. Acquisizione dati	
4.1 Introduzione.....	28
4.2 Strumentazione.....	28
4.3 Rumori ed errori presenti nell'acquisizione del potenziale di mineralizzazione....	31
4.3.1 Time-varying effect.....	31
4.3.2 Problemi degli elettrodi.....	34
4.4 Metodi di acquisizione dati di potenziale spontaneo.....	36
4.4.1 Configurazione a gradiente.....	37
4.4.2 Configurazione con base fissa.....	38

5. Applicazione a Kwekutikrom (Ghana)

5.1	<i>Introduzione</i>	41
5.2	<i>Inquadramento geologico Ghana</i>	42
5.2.1	<i>Shear zone: depositi di oro e mineralizzazioni di grafite</i>	45
5.2.2	<i>Descrizione testsite : Kwekutikrom</i>	47
5.3	<i>Acquisizione</i>	49
5.4	<i>Elaborazione dati mediante il programma Geosoft</i>	51
5.4.1	<i>Import e Detrending dei dati</i>	52
5.4.2	<i>Filtraggio FFT 1D e creazione di mappe e grid</i>	53
5.4.2.1	<i>Dall'analisi di Fourier alla Fast Fourier Transform (FFT)</i>	54
5.4.2.2	<i>I filtri Butterworth</i>	57
5.4.2.3	<i>Risultati dei filtraggi</i>	59
5.4.2.4	<i>Gridding</i>	61
5.4.2.5	<i>Le funzioni spline</i>	64
5.4.2.6	<i>Risultati dei gridding dei dati</i>	67
5.4.3	<i>Filtraggio FFT 2D sui grid</i>	69
5.4.3.1	<i>Preparazione grid per elaborazione nel dominio FFT</i>	70
5.4.3.2	<i>Filtraggio 2D FFT</i>	71
5.5	<i>Risultati ed interpretazione qualitativa</i>	79

6. Modellizzazione mediante implementazione della *Correlation Imaging*

6.1	<i>Introduzione</i>	86
6.2	<i>Forward/inverse method</i>	86
6.3	<i>Dalla COP (Charge Occurrence Probability) alla 3D Correlation Imaging</i>	89
6.3.1	<i>Tomografia di probabilità 3D con dati di potenziale spontaneo(COP)</i>	89
6.3.2	<i>3D Correlation Imaging</i>	92
6.3.2.1	<i>3D Correlation Imaging: Implementazione con dati sintetici</i>	95
6.3.2.2	<i>3D Correlation Imaging: Implementazione in Matlab dati SP Ghana</i>	104
6.3.2.3	<i>Risultati 3D correlation imaging</i>	110

7. Conclusione.....118

Bibliografia.....121

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

In geofisica la metodologia di acquisizione che prevede l'utilizzo dei potenziali spontanei rientra nella categoria dei metodi elettrici, i quali sono distinti in metodi diretti (di resistività, elettromagnetici, polarizzazione indotta) e indiretti (SP, correnti telluriche). La metodologia SP è una tecnica di acquisizione dati passiva, che non prevede quindi l'immissione di una corrente elettrica, ma viene misurata la differenza di potenziale naturale, in millivolt, instaurata da fenomeni quali: potenziale di mineralizzazione, potenziale elettrocinetico, potenziale termocinetico e potenziale di diffusione. Altri meccanismi causativi, di minore intensità, sono frequentemente presenti nel semispazio reale e possono costituire sorgenti di rumore.

L'obiettivo è quindi di mappare, in superficie, la distribuzione del potenziale elettrico naturale. Il segnale viene misurato tramite una coppia di elettrodi impolarizzabili e consiste nella differenza di potenziale generata da correnti stazionarie e invarianti nel tempo. La stazionarietà del fenomeno è comunque da considerarsi funzione della durata dell'acquisizione.

Il campo di maggior utilizzo di tale metodologia è da sempre stato l'ambito della ricerca mineraria, dove l'obiettivo dell'indagine è il potenziale spontaneo generato da mineralizzazioni metalliche, solfuri, disseminati o massivi.

In questo lavoro di tesi sono stati elaborati dati di potenziale spontaneo acquisiti nel prospetto di Kwikutikrom, in Ghana, all'interno di una concessione (Perseus Mining) situata nella Regione Centrale. Il potenziale anomalo registrato è da addebitare in questo caso non alle mineralizzazioni di solfuri, presenti ma fortemente ossidati, ma ai depositi di grafite sviluppatasi all'interno delle *shear zone* che caratterizzano l'area oggetto di studio, all'interno delle quali si sono sviluppati importanti giacimenti auriferi di rilevanza globale (es. Ashanti Belt).

L'ambiente tropicale che caratterizza l'area di studio ha determinato un'alterazione importante dei solfuri che risultano, infatti, fortemente ossidati fino alla base della saprolite. Questa condizione rende il segnale generato dai solfuri invisibile all'acquisizione, problematica aggravata dalla presenza di uno spesso strato conduttivo di alterazione che introduce un forte rumore nei dati. L'ambiente tropicale risulta, infatti, assolutamente

svantaggioso per le acquisizioni di potenziale spontaneo.

La presenza di mineralizzazioni grafitiche nei depositi è sempre stata considerata elemento di disturbo del segnale acquisito, essendo i solfuri l'obiettivo dell'indagine. In questa tesi, invece, si è voluto dimostrare come la presenza di concentrazioni non trascurabili di grafite, possa essere utile all'acquisizione mediante SP, permettendo di utilizzare tale tecnica (che ha il vantaggio di essere economica nonché di facile e veloce acquisizione) in ambienti in cui tale metodologia non è utilizzata.

L'alterazione che presentano i solfuri negli ambienti tropicali non interessa, al contrario, la grafite che, grazie alle sue proprietà, non è facilmente alterabile mantenendo le sue caratteristiche di polarizzabilità.

La tesi è stata strutturata introducendo una prima parte di descrizione della metodologia dei potenziali spontanei, descrivendone tutte le possibili sorgenti naturali, con una descrizione dettagliata dei vantaggi e svantaggi che tale tecnica presenta. Si sono approfondite le proprietà chimiche/fisiche della grafite, descrivendone le possibili origini in depositi singenetici ed epigenetici.

Dimostrare la validità di tale tecnica di acquisizione in un ambiente, quello tropicale, in cui i potenziali spontanei non sono utilizzati è stato il primo obiettivo di questa tesi.

L'interpretazione qualitativa dei dati acquisiti è stata effettuata al termine della seconda parte del lavoro, dove vengono descritte tutte le fasi del *processing* eseguito sui dati di potenziale. Sono stati effettuati filtri FFT 1D e 2D utilizzando il programma Oasis Montaj (Geosoft). Il risultato finale consiste in diversi *grid* sui quali si sono potute osservare le distribuzioni delle anomalie negative generate dalle mineralizzazioni grafitiche. L'orientazione e la geometria delle sorgenti del potenziale anomalo registrato sono state associate all'andamento delle *shear zone* all'interno delle quali la grafite si è formata. Quindi è stato possibile effettuare un'analisi qualitativa dal confronto dei *grid* ottenuti con diverse tecniche di filtraggio, come il filtraggio direzionale e la derivata verticale che enfatizzano il segnale delineandone al meglio l'andamento e i confini. Implementando il risultato dei precedenti filtri con il *grid* ottenuto dall'operazione del gradiente orizzontale, si è potuto osservare e quindi dimostrare come le superfici di discontinuità, poste in risalto da questa tecnica, si sovrapponevano all'andamento delle anomalie generate dalle mineralizzazioni grafitose al loro interno.

La terza parte della tesi si concentra sullo studio ed implementazione in Matlab della tecnica di modellizzazione della 3D *correlation imaging*.

Si è voluto dimostrare come tale tecnica possa efficacemente sostituire la COP (*charge occurrence probability function*) dalla quale deriva, con un miglioramento nell'efficienza, semplicità e rapidità di calcolo. Viene quindi descritta la metodologia della COP elaborata da Patella (1997) e posta a confronto con la 3D *correlation imaging*. Il parametro che fornisce lo strumento di interpretazione è, in entrambi i casi, il coefficiente di correlazione. L'importante differenza tra le due metodologie è che la COP calcola la funzione di correlazione normalizzata nel dominio dello spazio, mentre la *correlation imaging* calcola la matrice di correlazione 2D normalizzata nel dominio delle frequenze, che si traduce in una semplice moltiplicazione (convoluzione nelle frequenze). Il risultato della correlazione è utilizzato per descrivere la distribuzione del corpo sorgente dell'anomalia con la profondità in termini di probabilità.

La tecnica di *modelling* della 3D *correlation imaging* è stata testata con dati sintetici e successivamente, applicata ai dati di potenziale spontaneo acquisiti in Ghana. L'implementazione in Matlab ha permesso di calcolare le matrici di correlazione per un numero pari agli intervalli di profondità in cui si è ipotizzato di suddividere il semispazio, considerato omogeneo ed isotropo. Le matrici di correlazione sono state calcolate, quindi, tra i dati misurati e i valori del potenziale spontaneo, che si misurerebbero alla superficie, causati da un'ipotetica sorgente posizionata ad una profondità definita. La correlazione è quindi eseguita tra i dati misurati del potenziale spontaneo ΔV_{obs} e quelli calcolati ΔV_{calc} .

Tale metodologia non permette di conoscere le caratteristiche e proprietà fisiche della sorgente, ma può essere molto utile nella fase iniziale dell'interpretazione, quando non si è in possesso di nessuna informazioni a priori, utilizzando una tecnica computazionalmente efficiente e rapida per una stima preliminare della probabile posizione della sorgente del potenziale spontaneo anomalo misurato.

CAPITOLO 2

POTENZIALE SPONTANEO

2.1 CENNI STORICI

Il potenziale spontaneo grazie alla sua facile e veloce procedura di acquisizione dati, è stato il primo metodo elettrico di indagine del sottosuolo ad essere utilizzato.

L'ambito della ricerca mineraria è stato il primo campo di applicazione di questa metodologia, nel 1830, infatti, Robert Fox condusse per la prima volta un'indagine utilizzando i potenziali spontanei per lo studio di una miniera di stagno in Cornovaglia. Successivamente Carl Barus, nel 1882, effettuò uno studio mediante potenziali spontanei in Nevada nella miniera di argento *Comstock Lode*.

La prima scoperta di una mineralizzazione a solfuri effettuata applicando metodi elettrici e in particolare mediante *SP*, risale al 1907 in Svezia nella regione di Lapland (Lundberg, 1948).

2.2 TEORIA

Il potenziale spontaneo che si registra collegando due elettrodi, in due punti differenti dell'area d'indagine, può essere ricondotto a quattro diverse sorgenti di origine naturale:

- potenziali di diffusione e di membrana (*diffusion and membrane potentials*)
- potenziali bioelettrici (*bioelectric potentials*)
- *streaming potentials* (o potenziali elettrocinetici)
- potenziali di mineralizzazione (*mineral potentials*)

Le anomalie misurate sono espresse in millivolt e possono essere positive o negative in funzione della causa che le ha generate (questo è un dato importante per la successiva interpretazione). La sorgente del potenziale spontaneo, influisce anche sull'intensità dell'anomalia, oltre che sulla sua polarità. Si possono osservare valori di potenziale da pochi millivolt ad oltre 1V.

Ad esempio i valori massimi di potenziale, si osservano in corrispondenza di fluidi in movimento (*streaming potential*) o di depositi mineralizzati a solfuri (in particolare di

pirite, calcopirite, pirrotite, magnetite) e a grafite dove il potenziale misurato può variare tra i 100/1000 mV.

2.2.1 Potenziale di diffusione e di membrana

Il potenziale di diffusione è originato dall'instaurarsi di un gradiente nella concentrazione e mobilità delle specie ioniche nell'acqua circolante all'interno della porosità e la fratturazione della roccia. Tale diversa mobilità crea un diverso tasso di diffusione, il quale è la causa del campo elettrico naturale che si genera e che viene misurato in superficie.

Il meccanismo che si instaura permette di mantenere l'elettro-neutralità, in quanto il campo elettrico generatosi accelera le specie ioniche a mobilità minore. All'equilibrio, il potenziale di diffusione, E_d , è dato dall'equazione:

$$E_d = \frac{RT(I_a - I_c)}{nF} \ln\left(\frac{C_1}{C_2}\right) \quad (2.1)$$

con I_c e I_a rispettivamente la mobilità di cationi e anioni, n la valenza degli ioni, R la costante universale dei gas, T la temperatura assoluta (K), F la costante di Faraday e infine C_1 e C_2 le concentrazioni delle soluzioni che hanno originato il gradiente di diffusione.

Per spiegare l'origine del potenziale di membrana, prendiamo in esame il caso di un sondaggio eseguito in pozzo ponendo l'attenzione ai valori di potenziale spontaneo misurati al contatto di una formazione argillosa con una sabbiosa. Si registra in questo caso una differenza di potenziale in corrispondenza del contatto tra le due litologie (infatti è anche chiamato *liquid junction potentials*). Ipotizzando disciolti nel fluido di circolazione ioni Cl^- e Na^+ , con raggi ionici rispettivamente 1.81 Å e 1.02 Å, tale fenomeno avviene in quanto la componente argillosa è impermeabile agli ioni Cl^- , ma risulta permeabile agli ioni Na^+ , quindi la diffusione di questi ultimi dalle sabbie alle argille origina una differenza di potenziale che tende a riportare gli ioni Na^+ verso le sabbie.

L'equilibrio tra la diffusione degli ioni e la mobilità di questi a seguito della differenza di potenziale instauratasi, è descritto dall'equazione di Nernst (2.2), che è data dall'equazione di diffusione ignorando il termine relativo alla diversa mobilità degli ioni (I_c e I_a nell'equazione precedente):

$$E_d = \frac{RT}{nF} \ln \left(\frac{C_1}{C_2} \right) \quad (2.2)$$

In generale il potenziale originato da questi meccanismi, *diffusion* e *membrane potentials*, è dell'ordine di poche decine di millivolt. In entrambi i casi esiste una dipendenza dalla temperatura. Si possono registrare, quindi, in aree interessate da attività geotermica, importanti anomalie di sp.

Nell'esplorazione mineraria, se presenti, queste anomalie sono classificate come rumore, quindi un segnale che va a sovrapporsi a quello di interesse, che spesso è da ricondurre allo *streaming* e/o *mineral potential*.

2.2.2 Potenziale bioelettrico

La vegetazione, e in particolare le radici, sono la causa dell'instaurarsi di un potenziale spontaneo. Le radici hanno una doppia funzione: sono in grado di pompare l'acqua, quindi di mettere in movimento l'acqua con specie ioniche disciolte all'interno, e di agire come delle membrane con la capacità di selezionare gli ioni.

Il potenziale spontaneo così generato può essere dell'ordine di centinaia di millivolt e per questa ragione è preferibile acquisire dati di potenziale spontaneo in aree prive o con scarsa vegetazione.

Si possono infatti registrare dei bruschi cambiamenti del potenziale in corrispondenza di cambi di vegetazione, fenomeno che si somma a quelli dovuti al cambiamento nella composizione del terreno, della natura litologica delle rocce sottostanti e nel chimismo dell'acqua interstiziale.

2.2.3 Potenziale elettrocinetico

Noto anche come *streaming potential*, l'origine di questo potenziale spontaneo è da ricondursi al movimento di fluidi, contenenti elettroliti, attraverso la porosità della roccia o della sua fratturazione. Il fenomeno fu studiato per la prima volta nel 1879 dal fisico H. von Helmholtz.

In aree con frequenti e/o abbondanti precipitazioni, in corrispondenza di rocce porose o in presenza di topografia irregolare, il potenziale così generato può raggiungere valori

molto elevati, dell'ordine di migliaia di millivolt. Ad esempio in corrispondenza del vulcano Agadak, sull'isola di Adak in Islanda, si è registrato un potenziale spontaneo di 2693mV attribuito allo *streaming potential* (Telford et al; 1991).

Sorgenti importanti di potenziale elettrocinetico sono inoltre i campi geotermici, molto studiati per l'importante sfruttamento a livello energetico che ne consegue. Nel caso dei fluidi idrotermali bisogna considerare anche l'effetto del calore (*thermoelectric coupling*) come causa origine del potenziale che va a sommarsi a quello dello *streaming potential*.

Se si considera il flusso di un liquido, nel quale sono disciolti elettroliti, attraverso un tubo capillare, il campo elettrico E (V m⁻¹) che si genera è dato da:

$$E = \frac{\epsilon \rho \zeta}{4\pi\mu} p \quad (2.3)$$

dove ϵ (F m⁻¹) è la costante dielettrica dell'elettrolita, ρ (Ω m) è la resistività dell'elettrolita, p è il gradiente di pressione (Pa m⁻¹), μ è la viscosità dinamica dell'elettrolita (Pa s) e infine ζ è il potenziale di adsorbimento (potenziale zeta) parametro che è funzione della composizione delle pareti del tubo capillare e dall'elettrolita. Il campo elettrico E ha la stessa direzione del gradiente di pressione, opposta alla direzione di flusso dell'elettrolita.

Applicando lo stesso principio al caso di un fluido elettrolitico che si muove attraverso la porosità della roccia o la sua fratturazione (tubo capillare dell'esempio precedente), le cui pareti presentano proprietà elettriche differenti dal fluido (Wightman et al., 2003), è possibile spiegare l'origine dello *streaming potential*.

Se si considera, ad esempio, la componente argillosa del terreno, questa è costituita da grani con diametri dell'ordine di 2 μ m, con una carica elettrica negativa non bilanciata sulla loro superficie. Si instaura quindi un'attrazione elettrostatica tra le cariche negative sulla superficie dei grani e le molecole polari dell'acqua e dei soluti in essa disciolti.

La carica elettrica negativa viene in questo modo bilanciata dai cationi attratti sulla superficie dei grani. Si crea un doppio strato elettrostatico (Fig. 2.1) costituito da uno strato di diffusione (*diffusion layer*) e dallo strato di Stern (*Stern layer*).

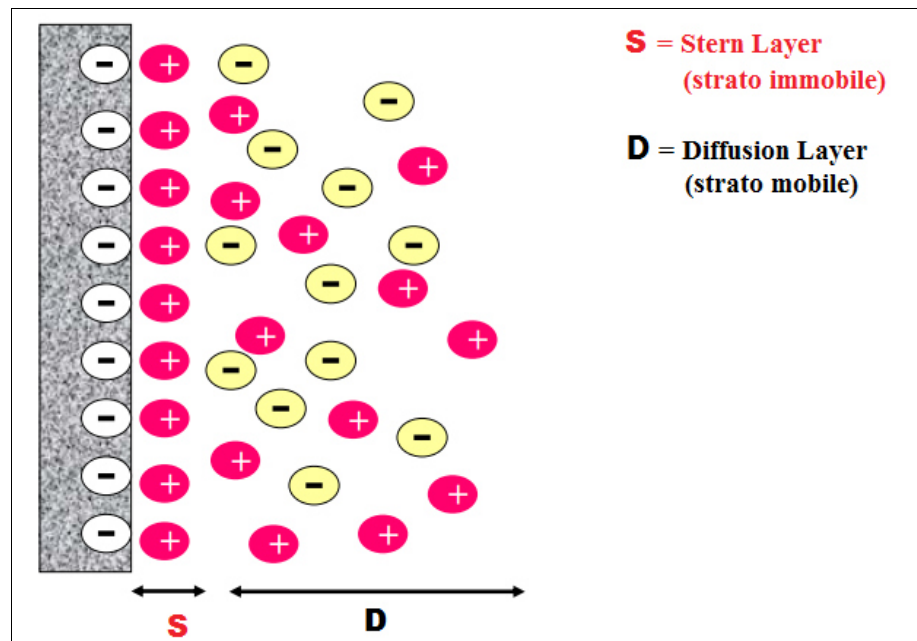


Figura 2.1 Rappresentazione della distribuzione delle cariche elettriche in prossimità della superficie elettricamente carica dei grani di argilla, con conseguente formazione del doppio strato elettrico con le molecole polari dell'acqua e dei soluti in essa disciolti.

La presenza di questa distribuzione di potenziale genera una corrente (*streaming current*) dovuta al movimento del fluido (cariche elettriche) tra il *diffusion layer* e le superfici dei grani .

2.2.4 Potenziale di mineralizzazione

Nel campo dell'esplorazione mineraria le anomalie di potenziale spontaneo obiettivo della ricerca sono quelle associate a depositi, massivi o disseminati, di mineralizzazioni a solfuri o di grafite.

Per comprendere l'origine del potenziale spontaneo anomalo, si può affermare che in generale le aree nelle quali si registrano tali anomalie, sono caratterizzate da una elevata ed inaspettata densità di corrente (j) descritta da:

$$j = \sigma E \quad (2.4)$$

dove E è l'intensità del campo elettrico e σ è la conduttività.

Quindi per giustificare un'anomala ed elevata densità di corrente nel terreno, è necessaria la presenza di un campo elettrico o di una elevata conduttività.

Cull (1985) ha dimostrato che il campo elettrico generato da una sorgente esterna, che

però egli stesso non descrive, può causare spurie densità di corrente nel terreno, se questo è caratterizzato da contrasti di resistività. Le mineralizzazioni a solfuri rendono la roccia meno resistiva, fungendo in questo modo da collegamento tra zone a diversa profondità, caratterizzate da differenti potenziali redox (origine del campo elettrico), così da formare un circuito naturale di corrente.

Schlumberger (1920) fornì una prima spiegazione sulla possibile origine del potenziale spontaneo che si origina in corrispondenza di corpi mineralizzati a solfuri. Egli ipotizzò che se un corpo metallico ossidabile è immerso in un fluido elettrolitico, con potenziale di ossidazione differente, questo subirà un'impuri corrosione galvanica creando una zona ossidata e una ridotta, innescando così un movimento di cariche che produrrà il potenziale anomalo registrato in superficie. Il corpo sarà in questo caso la mineralizzazione a solfuri, posto al di sotto o a cavallo della tavola d'acqua (fluido elettrolitico)

La teoria di Schlumberger fu ripresa e approfondita successivamente da Sato e Mooney (1960). Entrambe le teorie prevedevano che il corpo mineralizzato a solfuri fosse massivo, quindi un unico corpo conduttore inerte e capace di chiudere il circuito innescato dalla reazione redox. In particolare, Sato e Mooney, ponevano il corpo a cavallo della tavola d'acqua con la parte superiore nella zona riducente (anodo) dove avviene l'ossidazione, e quella inferiore nella zona ossidante (catodo), dove avviene la reazione di riduzione (figura 2.2).

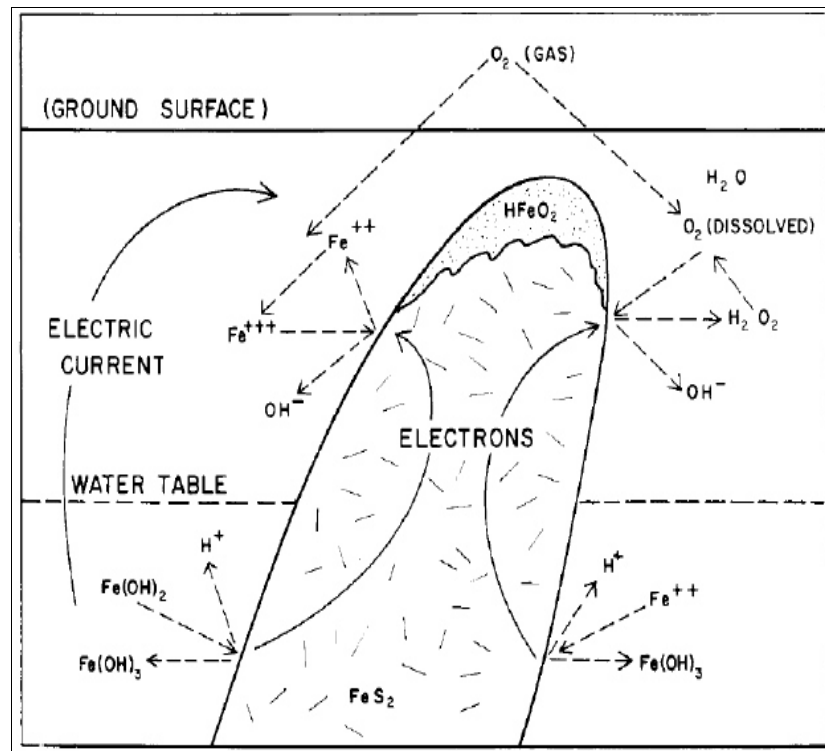


Figura 2.2 Meccanismo proposto da Sato e Mooney per spiegare l'instaurarsi di un potenziale spontaneo naturale in corrispondenza di mineralizzazioni massive di solfuri.

Sato e Mooney furono i primi ad utilizzare il termine di "geobatteria" per spiegare l'origine del potenziale spontaneo. Infatti il modello proposto si riconduce al funzionamento di una cella galvanica, come mostrato in figura 2.3.

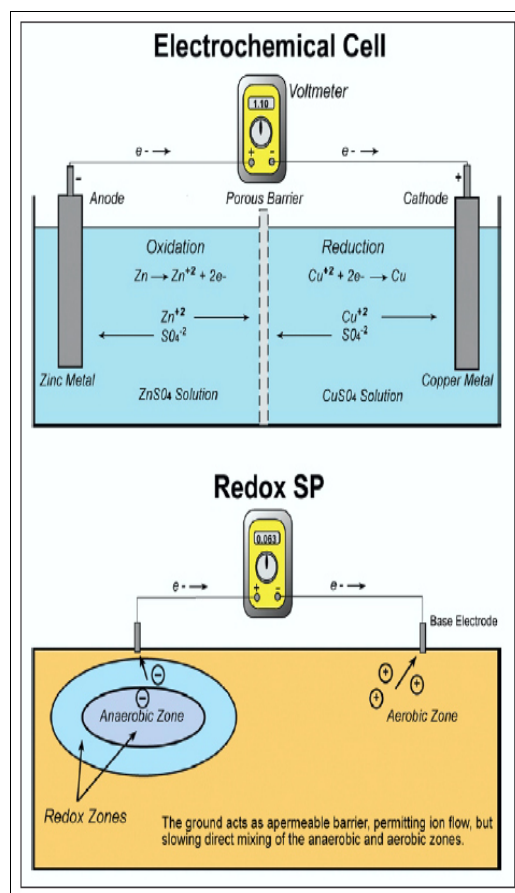


Figura 2.3 (Sopra) Differenza di potenziale redox tra le due metà di una cella galvanica, registrato come differenza di potenziale. (Sotto) Analoga situazione applicata al caso reale: una differenza di potenziale è registrata in conseguenza all'instaurarsi di un gradiente redox dovuto, ad esempio, all'azione metabolica di batteri.
(J.E. Nyquist, C.E Corry, 2002)

Il potenziale misurato sarà quindi la conseguenza dell'instaurarsi di una corrente attraverso la roccia che contiene la mineralizzazione a solfuri, nel momento in cui i due elettrodi sono posti in collegamento in superficie.

Il modello di Sato e Mooney presenta però più di un limite, in particolare il ruolo della tavola d'acqua e la posizione del corpo mineralizzato rispetto a questa, il valore massimo di voltaggio che può essere giustificato adottando tale modello e l'assunzione di un corpo mineralizzato massivo e non disseminato. Inoltre il modello proposto non permette di giustificare le osservazioni di potenziale spontaneo in corrispondenza di mineralizzazioni a grafite e, quindi, di corpi mineralizzati non ossidabili, condizione quest'ultima alla base del modello.

La posizione della tavola d'acqua è un dato fondamentale a sostegno del modello di

Sato e Mooney (e di Schlumberger in precedenza) questa viene posta a cavallo del corpo conduttore così da separare due zone, una al di sopra della tavola d'acqua dove avvengono le reazioni di ossidazione, ed una al di sotto caratterizzata da reazioni di riduzione. La pratica ha però smentito tale assunzione in quanto valori di potenziale spontaneo sono stati osservati in corrispondenza di corpi mineralizzati totalmente al di sotto o al di sopra della tavola d'acqua, in zone caratterizzate da climi aridi o in regioni artiche (Corry, 1985).

Un altro limite del modello della geobatteria è che questo spiegherebbe solo in parte l'intensità delle anomalie osservate, arrivando a giustificare valori di potenziale non superiore a ca. 400mV. Acquisizioni condotte su depositi mineralizzati a solfuri hanno però registrato valori di potenziale superiori ai 500mV (Corry, 1985) fino ad arrivare ad ampiezze di 10V come riportato da Goldie (2002) in corrispondenza delle mineralizzazioni aurifere a Yanacocha (Perù).

L'ultimo importante limite di questo modello riguarda l'assunzione del corpo mineralizzato massivo, che ha la funzione di conduttore inerte della corrente elettrica all'interno del circuito innescato. Il modello del dipolo con all'estremità superiore l'anodo e a quella inferiore il catodo, nella maggior parte dei casi di studio non è verificata e anomalie di *sp* si osservano anche in corrispondenza di mineralizzazioni disseminate.

Il modello del dipolo e la funzione dell'acqua nella geobatteria proposta da Sato e Mooney, sono la causa stessa del limite superiore nel valore del potenziale che può essere in questo modo giustificato.

La presenza dell'acqua, fluido elettrolitico all'interno del circuito considerato, pone un limite al massimo voltaggio registrabile per un singolo dipolo conduttore. Il modello del dipolo può giustificare un massimo di 750mV per elettrodo con un massimo voltaggio registrabile, considerando l'intera cella elettrolitica, di 1500mV (Hamilton, 2008). Tale limite è da attribuire al fenomeno di elettrolisi dell'acqua, in quanto superando il voltaggio di 1500mV si supererebbe il limite elettrochimico della stabilità dell'acqua, con conseguente dissociazione dell'idrogeno (catodo) dall'ossigeno (anodo).

Nonostante i suoi limiti, il modello del dipolo è in gran parte accettato e in casi specifici supporta bene le osservazioni sperimentali.

Il modello del dipolo, come spiegato in precedenza, fa affidamento sul diverso potenziale di ossidazione tra una estremità e l'altra del conduttore, quindi del corpo mineralizzato a solfuri massivo.

Prendendo in considerazione un dipolo elettrico in generale, questo è rappresentato in figura 2.4, ed è costituito da due cariche puntiformi, aventi rispettivamente carica $+q$ e $-q$, poste a una distanza $2a$ una dall'altra lungo l'asse y . Definendo il momento del dipolo elettrico il vettore:

$$\mathbf{p} = 2a\mathbf{q} \quad (2.5)$$

con \mathbf{a} orientato dalla carica negativa alla carica positiva, si può definire il potenziale generato dal dipolo sommando i potenziali delle due cariche, ed ottenendo quindi

$$V(P) = \sum_i V_i = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \left(\frac{q}{r_+} - \frac{q}{r_-} \right) \quad (2.6)$$

con $r_{\pm}^2 = r^2 + a^2 \mp 2ra \cos \theta$. Se il punto P è lontano dal dipolo, cioè se $r \gg a$, allora si può scrivere:

$$\frac{1}{r_{\pm}} = \frac{1}{r} \left[1 + (a/r)^2 \mp 2(a/r) \cos \theta \right]^{-1/2} = \frac{1}{r} \left[1 - \frac{1}{2} (a/r)^2 \pm (a/r) \cos \theta + \dots \right] \quad (2.7)$$

Quindi il potenziale generato dal dipolo può essere approssimato nel seguente modo:

$$\begin{aligned} V &= \frac{q}{4\pi\epsilon_0 r} \left[1 - \frac{1}{2} (a/r)^2 + (a/r) \cos \theta - 1 + \frac{1}{2} (a/r)^2 + (a/r) \cos \theta + \dots \right] \\ &\approx \frac{q}{4\pi\epsilon_0 r} \cdot \frac{2a \cos \theta}{r} = \frac{p \cos \theta}{4\pi\epsilon_0 r^2} = \frac{\bar{\mathbf{p}} \cdot \hat{\mathbf{r}}}{4\pi\epsilon_0 r^2} \end{aligned} \quad (2.8)$$

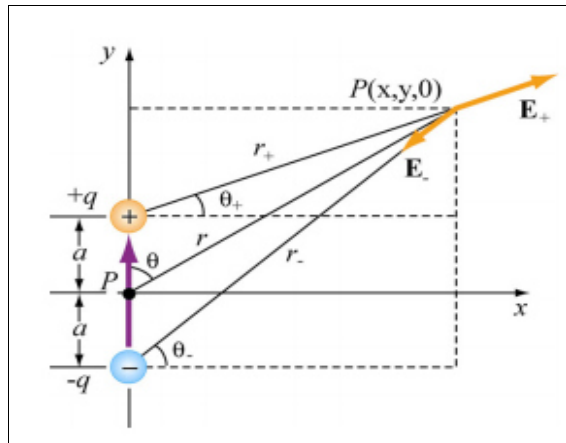


Figura 2.4 Dipolo elettrico.

Il modello del dipolo descritto da Sato e Mooney sviluppato per mineralizzazioni massive, è utilizzato anche per descrivere il potenziale spontaneo registrato in corrispondenza di mineralizzazioni disseminate, le quali risultano in natura comunque più diffuse delle massive. In questi casi si associa ad ogni punto mineralizzato un singolo dipolo, che singolarmente produce un voltaggio trascurabile (eq. 2.8), ma che sommato a quello degli altri innumerevoli dipoli, formano batterie in serie accrescendo il voltaggio complessivo, registrato come anomalia SP in superficie (figura 2.5).

Diversamente dal modello del singolo dipolo, in questo caso non esiste un limite superiore teorico del voltaggio.

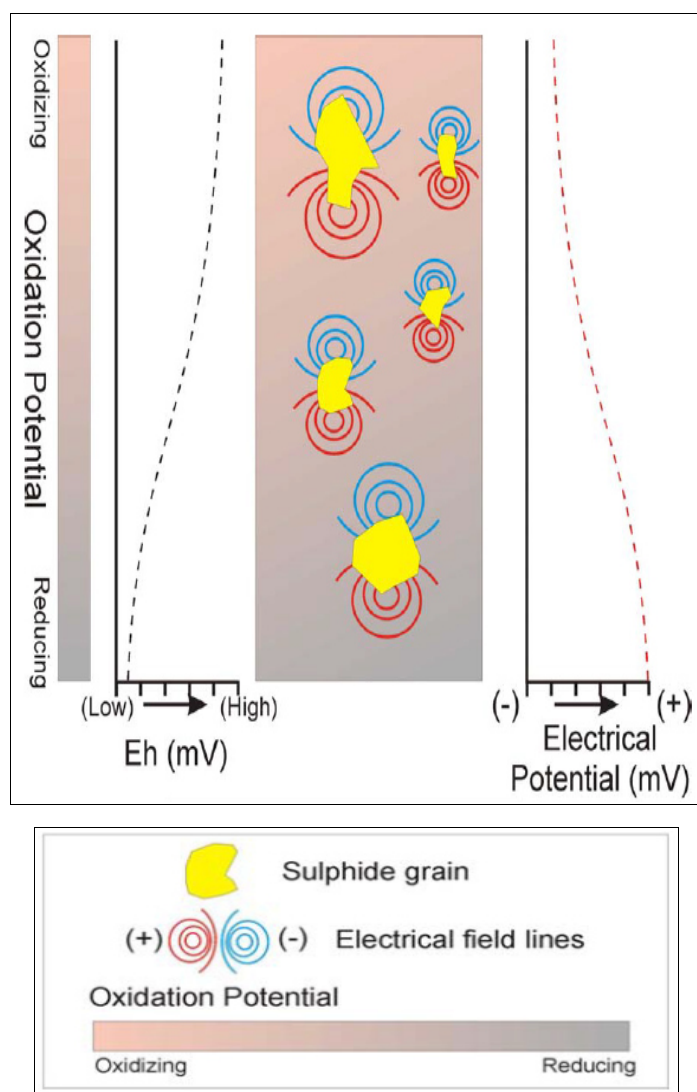


Figura 2.5 Formazione del dipolo elettrico intorno ad ogni grano mineralizzato a solfuri, all'interno di un forte gradiente redox. Sommando ogni dipolo della mineralizzazione disseminata, si instaura una batterie in serie la quale determina il voltaggio complessivo, registrato come anomalia SP in superficie, in funzione del gradiente redox, composizione solfuri e dal volume della mineralizzazione influenzata dal gradiente (Hamilton, 2008).

Il modello più aderente alla realtà risulta essere quindi quello che prevede una mineralizzazione disseminata di minerali metallici o semi metallici in un ambiente nel quale si è instaurato un gradiente redox. Ogni singolo conduttore massivo, quindi ogni punto mineralizzato, polarizza all'interno di un gradiente redox a larga scala.

Il modello del singolo dipolo e l'origine elettrochimica del potenziale spontaneo sono comunemente accettate, ma non sono comunque in grado di giustificare la presenza di anomalie di potenziale in aree dove, date le sue assunzioni, non dovrebbero verificarsi. A tal proposito, vista la dipendenza della mobilità degli ioni dalla temperatura, in zone artiche tali anomalie non dovrebbero essere rilevate.

Inoltre misure dirette mostrano che anomalie di SP associati a corpi mineralizzati a solfuri sono stabili per un lasso di tempo di almeno dieci anni e presumibilmente anche per tempi geologici. La geobatteria dovrebbe in linea teorica scaricarsi e si dovrebbero inoltre osservare fluttuazioni del potenziale in funzione delle variazioni della tavola d'acqua.

Nyquist e Corry (2002), suggeriscono l'ipotesi che gli elettrodi (di base e quello di misura in corrispondenza della zona mineralizzata di studio) misurino solo la differenza di potenziale redox tra le due aree dove sono collocati, e non il voltaggio associato alla geobatteria che si scaricherebbe attraverso la roccia resistiva. Quindi come ogni cella galvanica, non si genererà nessuna corrente innescata dalla reazione spontanea, a meno che gli elettrodi non siano posti in ambienti a differente potenziale redox.

L'importante conseguenza e differenza rispetto il modello proposto da Sato e Mooney, è che non è il corpo mineralizzato a completare il circuito tra la zona ossidata e quella ridotta, ma è il collegamento tra i due elettrodi. Senza tale connessione la corrente che attraversa la mineralizzazione, sia questa massiva o disseminata, e la roccia circostante è in pratica zero.

Questo modello spiegherebbe inoltre la presenza di potenziali spontanei anomali in corrispondenza di *porphyry copper systems* (disseminati) e quindi in generale in corrispondenza di corpi non conduttivi (Hamilton, 2008).

In conclusione il modello multi-dipolo costituisce un diverso e più approfondito approccio rispetto al modello del singolo dipolo di Sato e Mooney. La differenza

fondamentale è da ricercare nell'origine del potenziale anomalo misurato, associato - nel modello di Sato e Mooney - all'instaurarsi del gradiente redox, direttamente causato e mantenuto dal corpo mineralizzato (pensato come un dipolo). Il modello multi-dipolo, invece, ipotizza la presenza di dipoli (associati alle mineralizzazioni disseminate) considerati come conduttori. Quindi la presenza del potenziale anomalo misurato, non è necessariamente da ricondurre al corpo mineralizzato. I dipoli rappresentano dei conduttori disseminati all'interno di un ambiente in cui si è instaurato un gradiente di potenziale (di cui non sono necessariamente la sorgente), che sia associato a potenziale redox o di altra natura (elettrofiltrazione, eccetera).

2.3 CAMPI DI APPLICAZIONE DEL POTENZIALE SPONTANEO

Le applicazioni del potenziale spontaneo sono molteplici e spaziano da lavori in ambito ingegneristico a quello ambientale.

Le tipiche applicazioni di questa metodologia comprendono:

- studi idrogeologici (Bogoslovsky e Ogilvy, 1973; Revil et al., 2002; Suski et al., 2004);
- indagini su campi geotermici (Corwin e Hoover, 1979; Fitterman e Corwin, 1982; Anderson, 1984) e attività vulcaniche (Maio e Patella, 1994; Revil et al., 2004);
- esplorazione in campo minerario (Sato e Mooney, 1960; Sivenas e Beales, 1982);
- studi in ambito ingegneristico, geotecnico ed ambientale (Corwin, 1990; Naudet et al., 2004; Minsley et al., 2007).

Il campo della ricerca mineraria è storicamente il più importante in cui tale metodologia di acquisizione viene impiegata, la quale per uno studio completo e dettagliato, nella maggior parte dei casi, viene affiancata ad indagini gravimetriche, magnetiche e/o radiometriche.

Lo studio si focalizza sull'individuazione di anomalie negative (*mineral potential*), generate dalla presenza di corpi, massivi o disseminati, di solfuri e/o grafite, i quali quando associati a depositi di minerali di interesse economico, fungono da target ed utilizzati come importanti strumenti di indagine.

Nella geotermia l'uso del potenziale spontaneo, come metodo di indagine, ha lo scopo di individuare serbatoi geotermici sfruttabili nell'ambito delle energie alternative. L'origine dell'anomalia, in questo caso positiva, è da ricondurre al fluido idrotermale in movimento attraverso la porosità e/o fratturazione della roccia, ma anche alla elevata temperatura che caratterizza i fluidi idrotermali (*thermoelectric coupling*).

Il potenziale spontaneo originato da fluidi in movimento con cariche ioniche è chiamato *streaming potential*, quindi rientrano in questa categoria anche le anomalie registrate in corrispondenza di filtrazioni da dighe e discariche le quali possono essere così monitorate; allo stesso modo sono tenuti sotto controllo sistemi di drenaggio quali pozzi e tunnel.

Negli ultimi anni l'attenzione crescente ai rischi di inquinamento ambientale e in particolare delle acque di falda, ha aumentato notevolmente l'utilizzo dei metodi elettrici, con l'obiettivo di monitorare la concentrazione di sostanze inquinanti e di realizzare nel caso, una mappatura della migrazione dei fluidi. Il potenziale spontaneo a questo scopo è una metodologia di indagine molto utilizzata, il quale può essere associato ad altri metodi di prospezione geofisica e a prove con tracciante al fine di ottenere informazioni più dettagliate dei processi di trasporto di soluti nel sottosuolo (Binley et al., 2002; Martinez-Pagan et al., 2010).

2.4 VANTAGGI E SVANTAGGI DELLA METODOLOGIA DEL POTENZIALE SPONTANEO

Importanti vantaggi del potenziale spontaneo sono da ricercare sicuramente nella fase di acquisizione dei dati. Questa risulta infatti essere una delle più rapide e semplici metodologie (solo le indagini magnetiche e di induzione elettromagnetica sono più veloci) e con costi notevolmente ridotti rispetto ai metodi di resistività, gravimetrici e sismici.

Quando l'obiettivo dell'indagine geofisica è rivolto allo studio dei fluidi di circolazione, che siano questi idrotermali, di acqua di falda o di filtrazione da strutture, quindi in un ambito ingegneristico e/o ambientale, il potenziale spontaneo è sicuramente uno dei metodi più rapidi e al contempo esaustivi di indagine. In questi casi il potenziale misurato (*streaming potential*) fornisce informazioni e dati direttamente legati al fluido in movimento, al contrario di altri metodi geofisici i quali misurano differenze delle proprietà

fisiche tra il fluido di circolazione e la roccia o il terreno circostante.

Il voltaggio in millivolt che si registra durante l'acquisizione può essere molto variabile; questo in funzione della causa origine dell'anomalia, della sua estensione, profondità e dalla presenza o meno di zone a bassa resistività. Tali anomalie possono presentare intensità molto limitate (ad esempio qualche mV) e avere quindi valori molto vicini al rumore.

In fase di acquisizione si possono incontrare innumerevoli sorgenti di rumore di origine naturale, industriale e/o antropica. Inoltre, essendo il potenziale spontaneo di origine naturale generato da svariati fenomeni e cause, possono sovrapporsi al segnale di interesse anomalie generate da altre sorgenti naturali di potenziale presenti nell'area di studio. Quando l'obiettivo dell'indagine riguarda, ad esempio, il potenziale di mineralizzazione, sono classificati come rumori le anomalie generate dal potenziale elettrocinetico, di membrana e bioelettrico. Inoltre nei contesti in cui i solfuri risultano essere il target dell'indagine geofisica, può verificarsi che anomalie rilevanti, e spesso indistinguibili da quelle generate dalla presenza di solfuri, sono generate da corpi, massivi o meno, di grafite, costituendo un fattore di disturbo nell'acquisizione. Nel caso specifico in cui l'obiettivo dell'indagine fossero mineralizzazioni a solfuri, la presenza di terreni alterati e ambienti riducenti in superficie creerebbero un grande ostacolo nell'individuazione dei solfuri in profondità, in quanto il segnale verrebbe significativamente nascosto dal rumore e dalla copertura conduttiva soprastante.

Di seguito sono riportate le sorgenti più comuni di rumore che si possono verificare durante un'acquisizione tramite il metodo del *SP*:

- correnti telluriche
- variazione umidità terreno
- riscaldamento degli elettrodi (esposizione prolungata al sole)
- contatto elettrodo di misura/terreno
- tempeste elettriche
- noise industriale
- acqua in movimento in terreni non saturi
- vegetazione
- attività geotermica (*noise* se l'obiettivo è acquisire ad esempio il *mineral potential*)

- mineralizzazione metallica
- rumore urbano, traffico
- condizioni climatiche ventose
- vapore acqueo in zone non sature

Molte di queste sorgenti di rumore sono note durante l'acquisizione e questo permette di operare in modo tale da ridurli o eliminarli già in questa fase. Le correnti telluriche possono essere individuate e monitorate durante l'acquisizione. Il restante *noise* che in fase di acquisizione non può essere minimizzato, viene filtrato nella successiva fase di *processing* dei dati, applicando opportuni filtri. E' importante, a tal proposito, annotare in fase di acquisizione tutte quelle sorgenti di rumore che vengono individuate nell'ambiente circostante, come ad esempio presenza di manufatti antropici, così da riconoscere, nella successiva fase di elaborazione dati, il segnale utile rispetto all'eventuale rumore.

Per quanto riguarda la profondità d'investigazione, questa può arrivare anche fino a qualche centinaio di metri nel caso in cui si realizzassero tutte le condizioni ottimali per l'acquisizione. Se si considerasse, infatti, il caso ideale di un semispazio omogeneo a bassa conduttività situato al di sopra della sorgente, corpo mineralizzato a solfuri o grafite, bisognerebbe comunque considerare un limite fondamentale della metodologia: la sua dipendenza dall'inverso della profondità $f(1/r^n)$. Considerando, ad esempio, il dipolo come sorgente ipotetica del potenziale spontaneo anomalo, come visto nel paragrafo 2.2.4, la sensibilità della metodologia verso le sorgenti più profonde dipenderà dall'inverso del quadrato della distanza $1/r^2$ (equazione 2.8).

In teoria, quindi, seppur verificate tutte le condizioni ottimali per l'acquisizione del potenziale spontaneo, vi sarà sempre un limite nella massima profondità raggiungibile da tale tecnica o, comunque, nella risoluzione che si potrà ottenere dalle profondità maggiori.

2.4.1 Vantaggi dell'acquisizione mediante potenziale spontaneo nel campo della ricerca mineraria rispetto gli altri metodi elettrici

Se confrontato con gli altri metodi elettrici, quali ad esempio i metodi di resistività, di polarizzazione indotta ed elettromagnetici, la metodologia del potenziale spontaneo è risultata essere la tecnica migliore nel caso in cui l'obiettivo d'indagine fossero mineralizzazioni a solfuri e/o grafite.

I metodi di resistività sono sicuramente un'ottima tecnica di acquisizione dati che permette nella successiva fase interpretativa, un'eccellente modellizzazione delle strutture geologiche. E' anche possibile individuare zone, a diversa profondità, caratterizzate da una anomalia conduttiva di corpi mineralizzati probabilmente a solfuri o grafite. Il limite di tale tecnica, in questo campo d'indagine, è da individuare nella fase di acquisizione dei dati. Questi risultano essere, da un punto di vista logistico, molto impegnativi e conseguentemente onerosi.

Una alternativa ai metodi sopra indicati, può essere fornita dalla tecnica di acquisizione mediante polarizzazione indotta (IP), capace di individuare sorgenti anomale di bassa resistività, quindi corpi conduttivi e mineralizzazioni a solfuri (incluse mineralizzazioni ossidate). A metà strada tra i metodi elettrici resistivi e la polarizzazione spontanea, tale tecnica risulta però essere più gravosa dei primi.

Nel caso in cui l'area da investigare sia estesa, il metodo del potenziale spontaneo risulta quindi essere uno dei metodi migliori di acquisizione con il vantaggio di essere rapido, di facile acquisizione ed economico.

La fase interpretativa del metodo di polarizzazione indotta ha poi due grandi limiti. Il primo è che tale procedura fornisce risposte simili per mineralizzazioni di ossidi di ferro e di minerali semimetallici senza alcuna importanza economica.

Il secondo limite è comune a tutti e tre i metodi, elettrici resistivi, di IP ed elettromagnetici. Tali metodologie di acquisizione sono sensibili anche a strutture quali faglie, zone di fissurazione e wet shears. Di conseguenza molte delle false anomalie registrate possono essere dovute a una di queste cause, le quali producono pseudoanomalie

confrontabili con quelle generate dai corpi mineralizzati obiettivo dell'indagine.

Il potenziale spontaneo, invece, è soggetto solo in misura minore a cause secondarie legate a strutture geologiche/tettoniche e quindi in fase interpretativa risulta essere sicuramente più semplice ed esaustivo. Le anomalie osservate mediante tale metodo di acquisizione risultano essere quasi sempre associate a mineralizzazioni a solfuri o a grafite.

L'utilizzo del potenziale spontaneo in questo lavoro di tesi al fine di individuare mineralizzazioni a grafite, mette in luce un ulteriore importante vantaggio di tale tecnica rispetto alle altre metodologie elettriche. In ambienti tropicali tale metodo di acquisizione non viene utilizzato a causa delle condizioni di forte alterazione dei solfuri e della spessa copertura conduttiva (orizzonte di alterazione lateritica) che può mascherare quasi completamente il segnale elettrico, già notevolmente ridotto rispetto alle normali condizioni. In questo lavoro di tesi si dimostra, invece, come l'acquisizione dei potenziali spontanei fornisca importanti risultati anche in aree tropicali, come nel caso dei dati acquisiti in Ghana (capitolo 7), permettendo di delineare *shear-zone* grafitose associate a mineralizzazioni aurifere.

Le caratteristiche della grafite, la quale al contrario dei solfuri, non si ossida mantenendo le sue proprietà di polarizzabilità, fanno sì che si possano ottenere risultati anche in queste condizioni ambientali considerate, invece, notoriamente sfavorevoli all'utilizzo della metodologia dei potenziali spontanei.

CAPITOLO 3

POTENZIALE SPONTANEO ASSOCIATO A MINERALIZZAZIONI A GRAFITE IN AMBIENTI DI *SHEAR*

3.1 INTRODUZIONE

La metodologia del potenziale spontaneo nell'ambito della ricerca mineraria si basa sulla capacità di individuare potenziali spontanei naturali, che possono variare da decine a centinaia di millivolt, in corrispondenza di mineralizzazioni a solfuri e/o di grafite.

In questo capitolo in particolare, è posta l'attenzione sulle anomalie di potenziale spontaneo originate dalla presenza di mineralizzazioni a grafite, descrivendo le caratteristiche strutturali tipiche di questo minerale e le sue possibili origini e depositi.

La possibilità di associare la presenza di grafite a depositi di minerali di interesse economico (quale ad esempio l'oro come nel caso ghanese, capitolo 5), oltre ad essere esso stesso un minerale ricercato, è la ragione per cui lo studio dell'origine di tali mineralizzazioni, come si sono formate e in quale contesto geologico si ritrovano, risulta fondamentale per il loro successivo sfruttamento.

In questo lavoro di tesi le mineralizzazioni di grafite assumono un ruolo centrale in quanto è sfruttato il potenziale spontaneo che generano, dell'ordine di centinaia di millivolt, con l'obiettivo di dimostrare come tale metodologia possa essere applicata in ambienti considerati da sempre ostili a tale tecnica. Questi ambienti sono in particolare gli ambienti tropicali dove la grafite, non ossidandosi al contrario dei solfuri, genera valori di potenziale misurabili e che non vengono neanche mascherati dalla copertura di alterazione lateritica (tipica di questi ambienti).

In questo capitolo è rivolta in ultima analisi l'attenzione alla relazione esistente tra le mineralizzazioni a grafite e le zone di *shear* a cui frequentemente sono associate e alla possibilità di studio di queste ultime proprio tramite l'analisi dei potenziali spontanei generati dai depositi di grafite.

3.2 GRAFITE

La grafite è un minerale che rappresenta uno degli stati allotropici del carbonio. In natura è un minerale di origine metamorfica che si forma entro sedimenti ricchi di sostanza organica sottoposti ad intense azioni termiche, oppure è di origine secondaria andando a costituire depositi epigenetici.

La grafite è molto rara in natura in cristalli eudrali e si presenta, invece, con una struttura lamellare a piani paralleli.

La struttura del cristallo di grafite è costituita infatti, da una sovrapposizione di piani paralleli notevolmente distanziati e sfasati tra loro, con gli atomi di carbonio ordinati su questi piani secondo un reticolo a maglia esagonale. Tale struttura in aggiunta al tipo di legame tra gli atomi di carbonio e al loro stato di ibridazione, determinano le tipiche proprietà fisiche, elettriche e meccaniche, della grafite.

Tali proprietà fisiche sono caratterizzate da elevate anisotropie determinate proprio dalle caratteristiche strutturali del cristallo di grafite.

3.2.1 *Proprietà elettriche*

La conduttività elettrica della grafite è dell'ordine di 35×10^3 S/m a temperatura ordinaria e cresce al salire di questa. Pur essendo classificato come un non-metallo la mobilità elettronica, associata alla conduzione elettrica, è tale da poter considerare la grafite un ottimo conduttore di corrente.

I legami tra gli atomi di carbonio di uno stesso strato derivano da una ibridazione sp^2 , risultando quindi complanari e diretti a 120° . Dalla sovrapposizione degli orbitali ibridi sp^2 , si origina il caratteristico reticolato esagonale degli atomi di carbonio, collegati tramite legami semplici di tipo σ .

Per ciascun atomo di carbonio rimane tuttavia un orbitale p che non ha preso parte al processo di ibridazione. La sovrapposizione tra questi orbitali p di atomi vicini dà luogo a legami π , costituendo quindi un legame intermedio tra il semplice e il legame doppio tra due atomi di C contigui. La caratteristica che determina la capacità conduttiva della grafite, è che tali doppi legami non sono localizzati nella struttura, ma "risuonano" fra varie posizioni possibili (fig.1). Quindi è grazie alla delocalizzazione degli elettroni π , ristretta a

traslazioni parallele ai piani, che la grafite risulta essere un ottimo conduttore di corrente.

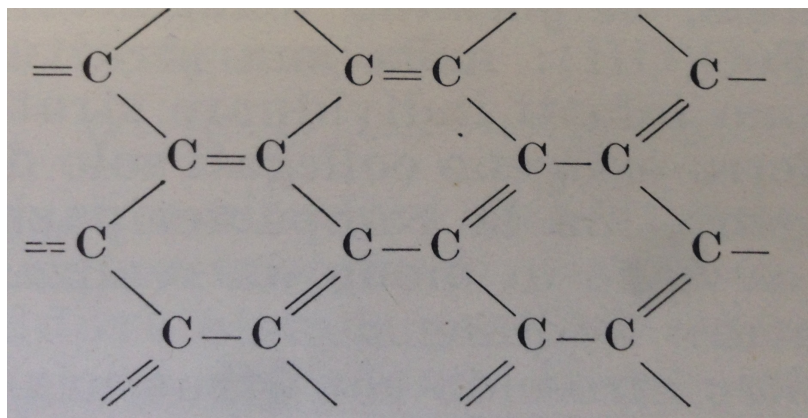


Figura 1: Delocalizzazione del doppio legame, quindi degli elettroni π , tra gli atomi di carbonio all'interno degli strati che compongono la struttura del cristallo di grafite.

La struttura lamellare, con la sovrapposizione di piani paralleli, e la presenza degli elettroni spaiati tra questi, sono la causa della conduttività elettrica tipicamente fortemente anisotropa.

3.2.2 Proprietà meccaniche

Come anticipato nel paragrafo introduttivo, la struttura del cristallo di grafite è costituito da piani paralleli, notevolmente distanziati tra loro ($3,354 \text{ \AA}$), sui quali gli atomi di carbonio sono distribuiti ai vertici di maglie esagonali e caratterizzati da legami covalenti. I legami che si instaurano, invece, perpendicolarmente ai piani del reticolo, sono deboli legami di Van Der Waals.

La distanza e le forze di legame fra atomo e atomo di carbonio sul piano sono diverse da quelle fra i piani, inoltre gli atomi di carbonio dei vari piani non risultano esattamente sovrapposti, ma sensibilmente sfalsati. Mentre fra gli atomi di uno stesso piano si hanno legami forti, fra quelli di piani diversi si hanno legami deboli, ciò determina le importanti proprietà meccaniche della grafite: la duttilità, facile e perfetta sfaldatura basale, caratteristiche lubrificanti e bassissima durezza.

Inoltre le sue proprietà meccaniche aumentano con la temperatura.

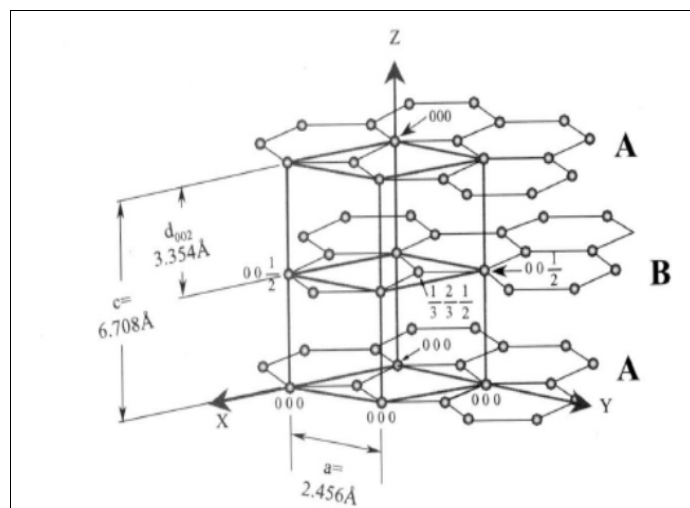


Figura 2: Struttura grafite.

3.3 Origine della grafite

I depositi di grafite sono generalmente associati a processi metamorfici, di contatto o regionali, che hanno interessato rocce sedimentarie ricche in materiale carbonioso, o in secondo luogo, possono derivare da una successiva precipitazione da fluidi.

E' necessaria, quindi, una distinzione tra depositi di grafite di origine singenetica, e quelli di origine epigenetica.

3.3.1 Origine singenetica

La grafite di origine singenetica si rinviene principalmente come grafite amorfa o in scaglie, in funzione del grado di metamorfismo, di contatto o regionale, raggiunto dalla roccia (Mitchell, 1993). La grafite singenetica, infatti, è il risultato della progressiva trasformazione attuata da processi metamorfici di vario grado, di materiale carbonioso presente nei sedimenti interessati da metamorfismo (French 1964; Weis et al. 1981). Il materiale organico risulta essere quindi la fonte del carbonio che andrà a costituire la grafite. Tale processo induce trasformazioni chimiche e strutturali del materiale carbonioso fin dai primi stadi della diagenesi.

I depositi tipici della grafite singenetica sono del tipo *strata-bound*, dove il corpo mineralizzato può assumere una forma tabulare, lenticolare o irregolare e la grafite può trovarsi all'interno di questi, massiva o disseminata.

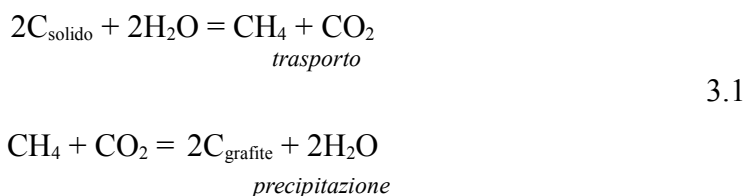
3.3.2 Origine epigenetica

La grafite epigenetica è sempre strettamente legata alla presenza di materiale carbonioso, ma in questo caso risulta essere una sorgente secondaria della sua formazione. I depositi di grafite epigenetica forniscono la grafite chimicamente più pura, arrivando a contenere una percentuale di carbonio del 99%.

Fluidi di origine idrotermale o magmatica arricchiti in C-O-H, provenienti da metasedimenti in profondità caratterizzati da livelli carboniosi, risalgono attraverso la roccia e sotto opportune condizioni di P/T e ad una variazione nei rapporti C:O:H nel fluido, la grafite precipita (Connolly & Cesare, 1993).

Oltre all'aumento della pressione, allo *shear strain* o alla diminuzione della temperatura, in generale bisogna addebitare la precipitazione della grafite anche alle caratteristiche del materiale carbonioso da cui il fluido si arricchisce in carbonio, dalla composizione della fase fluida e dalla presenza di minerali che potrebbero catalizzare la reazione.

Nell'equazione 3.1 si può riassumere la reazione principale che interessa fluidi idrotermali C-O-H che originano la grafite epigenetica (Frost, 1979):



Si formano tipici depositi in vene mineralizzate di solito in rocce ad elevato grado metamorfico, principalmente granuliti, e in rocce sia vulcaniche che plutoniche, da acide ad ultrabasiche (Luque et al. 1998).

La formazione dei depositi epigenetici risultano quindi essere legati alla circolazione di fluidi saturi in carbonio dai quali poi la grafite precipita. Di conseguenza depositi di grafite si rinvencono tipicamente anche in zone interessate da *stress* tettonico, all'interno delle quali il fluido circola sfruttando le zone di *shear*, faglie, fratture e zone di contatto e quindi di discontinuità della roccia.

3.4 Mineralizzazioni a grafite nelle zone di taglio (*shear zone*)

Si sono approfonditi nei paragrafi precedenti le proprietà fisiche della grafite, in particolare quelle elettriche e meccaniche; in questo paragrafo viene trattata invece la relazione esistente tra le mineralizzazioni a grafite e i processi tettonici che possono interessare tali depositi. Le importanti risposte in termini di potenziale spontaneo fornite dalla presenza di mineralizzazioni a grafite, fanno sì che tale metodo risulti essere in determinate condizioni (vedi cap.5), un importante strumento di indagine di tali strutture tettoniche. E' possibile quindi individuare gli andamenti delle strutture principali all'interno delle quali i depositi di grafite si sviluppano.

La grafite è frequentemente (ma non necessariamente) associata a zone di *shear*, quando presente però, assume un ruolo importante nei processi di fagliazione.

Riprendendo il paragrafo 3.2.2 sulle proprietà meccaniche della grafite, bisogna tener presente che questa è caratterizzata da una elevata duttilità, facile e perfetta sfaldatura basale e presenta importanti caratteristiche lubrificanti unite ad una bassissima durezza.

La sua tenerezza e flessibilità sono quindi le proprietà meccaniche che più influenzano, in determinate circostanze, i meccanismi di fagliazione. Si calcola infatti che la presenza del 3% di grafite possa aumentare di venti volte la debolezza delle rocce fungendo da lubrificante.

Quindi la presenza di mineralizzazioni a grafite aumenta la tensione applicata alla roccia quando questa è sottoposta a *stress* tettonico, contribuendo quindi alla sua successiva fase di *shear*.

La grafite epigenetica, come anticipato in precedenza, ha origine dalla precipitazione all'interno della fratturazione della roccia, da fluidi arricchiti in componenti carboniosi di origine profonda. L'eventuale presenza di zone di *shear* implica che la circolazione di tali fluidi si estenda anche in zone sottoposte a *stress* tettonico con la conseguente formazione di mineralizzazioni a grafite al loro interno, in fratture, faglie e discontinuità della roccia.

L'aumento della concentrazione di grafite produce un conseguente incremento della deformazione in una zona in cui vi è già un regime deformativo locale. Il processo prosegue con la continua risalita e circolazione di fluido e quindi con la conseguente precipitazione della grafite (Upton & Craw, 2008).

CAPITOLO 4

ACQUISIZIONE DATI

4.1 INTRODUZIONE

Il potenziale spontaneo è una metodologia di acquisizione elettrica passiva, la quale sfrutta la corrente naturale che si instaura nel momento in cui due elettrodi impolarizzabili sono collegati. Il dato acquisito, in superficie e/o in pozzo, consiste in una differenza di potenziale in millivolt, tra due punti nell'area di indagine. Il circuito naturale è chiuso dal collegamento tra gli elettrodi.

4.2 STRUMENTAZIONE

La strumentazione di base necessaria durante una acquisizione di potenziali spontanei consiste essenzialmente di tre elementi: elettrodi di misura non polarizzabili, cavi di collegamento e un voltmetro ad elevata impedenza.

Elettrodi di misura

Quando un elettrodo di metallo è posto in contatto con il terreno, si crea una cella elettrochimica che causa l'instaurarsi di potenziali di alcune centinaia di millivolt (Corwin e Hoover, 1979; Machines, 1961). Questi potenziali spuri sono assolutamente da evitare durante l'acquisizione, ed è per questa ragione che è necessario disporre di elettrodi non polarizzabili.

Questi sono costituiti da un contenitore di ceramica poroso contenente una barretta di metallo conduttore, immerso nella soluzione satura del suo sale (in genere è preferibile l'utilizzo di acqua distillata). La soluzione è l'elettrolita che funge da collegamento tra la barra conduttrice in metallo e il terreno. Il collegamento con il terreno è assicurato dalla percolazione dell'elettrolita attraverso la base porosa del contenitore di ceramica, a diretto contatto con il suolo.

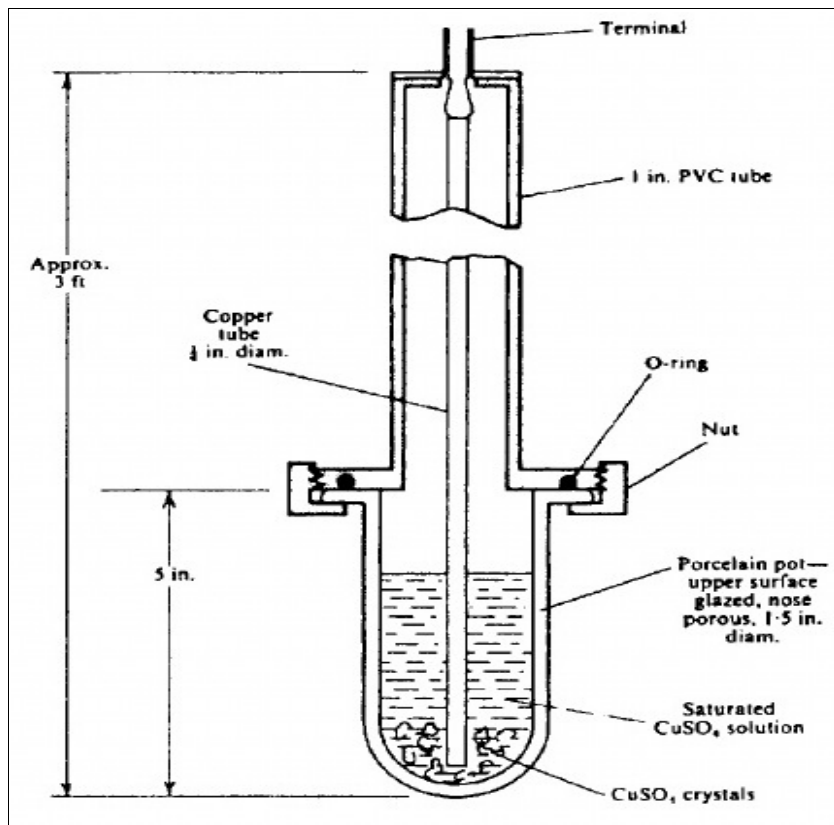


Figura 4.1 Struttura dell'elettrodo di misura (Telford, 1990).

Gli elettrodi non polarizzabili più utilizzati sono costituiti da solfato di rame, in alternativa al cloruro di argento più difficile da reperire. Bisogna considerare che elettrodi diversi hanno anche una diversa risposta alle variazioni delle condizioni ambientali, quali la temperatura, composizione chimica e umidità del terreno. Gli effetti sugli elettrodi dovuti alla variazione di temperatura sono gli unici quantificabili in termini di millivolt: per gli elettrodi di solfato di rame il *drift* è calcolato in 0.5 millivolts/°C (Ewing, 1939).

Voltmetro ad elevata impedenza

L'elevata impedenza è la caratteristica fondamentale che deve avere il voltmetro digitale usato in fase di acquisizione, tale da assicurare una risoluzione dell'ordine di ± 0.0001 Volt.

In generale quando si eseguono misure di tensione è importante non interferire con il circuito che si sta studiando, ed è con questo scopo che vengono impiegati, per le misure di potenziali spontanei, voltmetri ad elevata impedenza. Risulta quindi indispensabile che la

resistenza di contatto, tra l'elettrodo e il terreno, sia necessariamente minore dell'impedenza di input del voltmetro. Questo perché in caso contrario, la misura del potenziale naturale misurato risulterebbe essere inferiore a quella reale.

In media un voltmetro con impedenza di 10^7 ohms risulta adeguato, ma ovviamente tale valore può cambiare in funzione della tipologia di terreno sulla quale la misura è effettuata. Il *range* entro cui tale valore può variare è da 10^5 Ohm a 10^{12} Ohm, quest'ultimo usato in casi di terreni estremamente resistivi come rocce cristalline o nel caso l'acquisizione sia eseguita su superfici ghiacciate [in queste condizioni la resistenza di contatto può raggiungere il valore di 1 Mohm (Corry, 1980)].

Cavi di collegamento

Devono essere necessariamente capaci di resistere, per lunghi periodi, alle sollecitazioni a cui saranno sottoposti durante le acquisizioni. Devono quindi essere resistenti ad abrasioni, ben isolati e con basse resistenze elettriche.

I cavi elettrici in contatto con il terreno umido potrebbero determinare potenziali spuri, ma questo di solito non si realizza in quanto il contatto con il terreno non è tale da permettere che questo avvenga. Quindi il potenziale prodotto in questa condizione, che raggiunge raramente i 10mV, è molto inferiore al potenziale registrato dagli elettrodi.

Anomalie spurie dovute a cavi di collegamento non isolati possono essere osservati nel caso in cui il passaggio di veicoli o persone metta a contatto i cavi col terreno umido. Per questo motivo è necessario controllare accuratamente lo stato dei cavi di collegamento durante l'acquisizione.

4.3 RUMORI ED ERRORI PRESENTI NELL'ACQUISIZIONE DEL POTENZIALE DI MINERALIZZAZIONE

Il segnale di interesse che viene acquisito consiste in una differenza di potenziale associata a quella parte del campo elettrico naturale generato da correnti stazionarie nel tempo. La stazionarietà di tale fenomeno è anche da considerarsi in funzione della durata dell'acquisizione.

Possibili fonti di rumore sono quindi da ricercare in tutte quelle sorgenti naturali e/o artificiali di campi elettrici non stazionari nel tempo (*time-varying effect*), a cui vanno sommati errori nella lettura del potenziale conseguenti a problemi, di diversa origine, legati agli elettrodi.

L'attenzione è posta, in particolare, a tutte quelle possibili sorgenti di rumore nel caso di una acquisizione che miri ad ottenere dati di potenziale spontaneo dovuto all'instaurarsi di un potenziale di mineralizzazione (*mineral potential*).

4.3.1 *Time-varying effect*

Il rumore introdotto nelle misure a causa di campi elettrici variabili nel tempo è da ricondurre a sorgenti naturali, quali ad esempio le correnti telluriche, e a sorgenti artificiali (*cultural noise*)

Correnti telluriche

Sono correnti elettriche naturali che si originano dal movimento di cariche elettriche verso zone con differente potenziale elettrico. Questa differenza di potenziale ha diverse origini, ad esempio può essere generata da onde elettromagnetiche a bassissima frequenza provenienti dallo spazio, che incidendo sulla magnetosfera, muovono masse di cariche nella ionosfera e nell'atmosfera.

Sono correnti caratterizzate da periodi molto lunghi, anche maggiori di 1sec. Hanno intensità e direzione continuamente variabili; se si studia l'andamento del vettore corrente tellurica si osserva una grande variabilità nell'arco della giornata, della latitudine e in

funzione dell'attività solare. Nelle ore notturne sono praticamente assenti, ma di giorno possono raggiungere valori molto alti, anche dell'ordine di 250mV/Km.

Con l'apposita strumentazione, con distanza tra gli elettrodi non polarizzabili di almeno 100m, tali correnti possono essere rilevate e monitorate. Anche eventuali tempeste solari possono essere individuate in questa fase e in tal caso l'acquisizione può essere sospesa. Il *range* di variazione delle correnti telluriche accettabile, che non invalida il dato, è di +/- 2.5 mV/Km.

Movimenti di fluidi nel terreno

Come anticipato in precedenza, devono essere considerati sorgenti di rumore di origine naturale anche tutte le altre tipologie di potenziali spontanei che possono essere registrati durante una acquisizione che si pone come obiettivo lo studio del *mineral potential*. In pratica le sorgenti naturali di potenziale spontaneo che non siano obiettivo d'indagine, devono essere considerate *noise* nell'acquisizione (il *mineral potential* sarà il rumore nelle indagini di studio del potenziale elettrocinetico).

Significative variazioni nel tempo di potenziale spontaneo, possono essere ricondotte al movimento di fluidi nel sottosuolo. Ad esempio in zone interessate dal movimento di fluidi idrotermali, quindi in aree geotermiche, l'acquisizione del *mineral potential* è fortemente disturbata dagli alti valori del potenziale elettrocinetico (tali anomalie risultano essere positive al contrario di quelle del potenziale di mineralizzazione) e termoelettrico.

Anche l'acqua d'infiltrazione che si muove nella parte non satura e superficiale del terreno, può introdurre rumore nel dato acquisito. La variazione di umidità del terreno lungo il profilo di acquisizione è tenuto per tale motivo sotto controllo. Durante le precipitazioni le acquisizioni sono sospese e vengono riprese solo quando il grado di umidità del terreno ritorna a livelli accettabili e senza significative variazioni lungo i profili di acquisizione.

In presenza di vegetazione bisogna inoltre considerare l'effetto del potenziale bioelettrico (Scott, 1972), causato dalla doppia azione delle radici le quali pompano acqua nel terreno e fungono al contempo da membrana, separando le specie ioniche disciolte

nell'acqua. Tale potenziale può raggiungere valori di centinaia di millivolt, ed è per questa ragione che le acquisizioni sono preferibilmente eseguite lontano dalla vegetazione e soprattutto la posizione dell'elettrodo di base è scelta anche in funzione di tale problematica.

Topografia

Una topografia accidentata può generare potenziali elettrocinetici spuri causati da un aumento del gradiente di pressione. Il *mineral potential* sarà quindi negativamente influenzato da una morfologia caratterizzata da importanti dislivelli, i quali generano anomalie negative in corrispondenza degli alti topografici.

Dislivelli topografici importanti, uniti a terreni particolarmente porosi e precipitazioni abbondanti possono quindi introdurre un forte rumore nei dati acquisiti, fino a raggiungere valori di alcuni millivolt per ogni metro di altitudine (Poldini, 1938,1939; Zablocki, 1976; Corwin e Hoover, 1979; Nayak, 1981).

In generale però tali condizioni non sono riscontrate così frequentemente, quindi l'effetto della topografia viene spesso trascurato.

Cultural noise

Presenti frequentemente nelle acquisizioni in quanto originate da numerose tipologie di sorgenti di origine industriale ed antropica. Forniscono alti valori di potenziale a polarità positiva, i quali vengono poi filtrati nella successiva fase di elaborazione mediante dei filtri passa-basso.

Rientrano in questa categoria le sorgenti di campi elettrici generate da:

- linee elettriche e telefoniche (la stazione base deve essere posta a non meno di 500m da tale sorgente);
- costruzioni metalliche (ad esempio tubature metalliche, *gas line*, linee ferroviarie, recinzioni metalliche);
- industrie, miniere, cabine di trasformazione e impianti di messa a terra.

4.3.2 Problemi degli elettrodi

Errori e rumori introdotti nelle misure di potenziale spontaneo sono da ricondurre anche a variazioni nelle condizioni ambientali e della strumentazioni stessa, le quali possono inficiare la funzionalità degli elettrodi impolarizzabili. All'inizio dell'acquisizione viene effettuato il controllo sugli elettrodi misurando il voltaggio tra i due con polarità diretta e successivamente inversa. La procedura così eseguita permetterà di verificare la presenza di un'eventuale discrepanza tra i due valori. Questa non deve superare i $\pm 5\text{mV}$, in caso contrario si procederà alla verifica delle possibili cause di tale differenza.

Composizione chimica elettrolita

E' possibile che venga misurata una differenza di potenziale di alcuni millivolt tra le due soluzioni sature di solfato di rame (elettrolita), indipendentemente dalla misura che si sta eseguendo. Questa differenza di potenziale può essere ridotta a meno di 1millivolt mischiando le due soluzioni, riportando in questo modo l'equilibrio chimico tra gli elettroliti. Più frequentemente, viene anche pulita la base porosa degli elettrodi al fine di evitare contaminazioni.

Temperatura

L'influenza della temperatura sulle misure di potenziale è di solito dell'ordine di 10millivolt o meno quindi, anche se essa non influisce in modo importante, gli elettrodi vengono posti al riparo dal sole evitando in questo modo che vari la temperatura dell'elettrolita.

Adottando tale accortezza si proteggono gli elettrodi anche dalla radiazione solare che può compromettere il chimismo della soluzione satura.

Drift elettrodi

Tale *drift* è conseguente alle variazioni di temperatura e di composizione chimica dell'elettrolita, a cui gli elettrodi possono essere soggetti. Per questo motivo è opportuno coprirli evitando un'esposizione prolungata al sole. Inoltre al fine di limitare ed eliminare ogni contaminazione dell'elettrolita da parte del suolo, ripulire la base degli elettrodi di

ceramica dopo ogni misura.

Il controllo dell'eventuale *drift* è effettuato all'inizio e alla fine di ogni profilo, con un massimo valore accettabile rispettivamente di 5mV e di 10mV per il primo e l'ultimo punto acquisito. Tale valore sarà poi segnato e nel caso utilizzato per la correzione del valore del potenziale spontaneo misurato. Il procedimento appena descritto viene eseguito per ogni profilo di acquisizione.

Elevata resistenza di contatto

L'utilizzo di un voltmetro con un valore di impedenza non adeguato, introduce errori nelle misure elettriche acquisite. Risulta necessario che la resistenza di contatto, tra l'elettrodo e il terreno, sia necessariamente inferiore all'impedenza di ingresso del voltmetro. Questo perché in caso contrario la misura del potenziale naturale misurato risulterebbe essere minore di quella reale.

In generale un voltmetro con impedenza di 10^7 Ohm risulta adeguato, ma tale valore può variare in funzione del tipo di terreno o roccia sulla quale si sta effettuando la misura. Ad esempio all'aumentare della resistività della roccia (rocce cristalline o superfici ghiacciate) il voltmetro scelto avrà impedenza maggiore (fino ad un valore di 10^{12} Ohm).

Quando possibile gli elettrodi vengono posizionati in buche scavate nel terreno, così da raggiungere il terreno umido e diminuire la resistenza di contatto, la quale può ridursi anche di 50 Ohm. In ogni caso bagnare gli elettrodi al fine di ridurre tale resistenza è assolutamente sconsigliato, tale procedura non diminuisce la resistenza di contatto, ma introduce importanti errori nelle misure elettriche acquisite a causa di fenomeni di infiltrazioni locali.

Umidità terreno

Variazioni del grado di umidità del terreno su cui si sta effettuando la misura possono influire negativamente sulla qualità del dato acquisito. Se lungo il profilo di acquisizione si riscontra una variazione non trascurabile dell'umidità del terreno, si potrebbe decidere di sospendere il *survey*. Questo viene generalmente interrotto in caso di pioggia o almeno nelle 12 ore successive alle precipitazioni, a meno che le piogge non abbiano interessato solo la parte più superficiale del terreno, infiltrandosi quindi a profondità non maggiori di

1cm (Corry, 1980).

Molta attenzione deve essere posta sulla scelta della posizione dell'elettrodo di base. Questo deve essere posto in un'area lontana da vegetazione (le radici introdurrebbero un rumore sul dato misurato dovuto all'instaurarsi del potenziale bioelettrico). Quindi in generale l'elettrodo di base sarà situato lontano da ambienti riducenti, quali ad esempio torbiere, aree paludose o lungo corsi d'acqua.

4.4 METODI DI ACQUISIZIONE DATI DI POTENZIALE SPONTANEO

Esistono diverse tecniche di acquisizione dati, quindi diverse configurazioni in cui gli elettrodi possono essere posizionati nell'area d'indagine. I dati possono essere acquisiti lungo profili, griglie o in punti random sulla superficie. Tutti i punti di misura sono georeferenziati con l'uso del GPS.

I due metodi di acquisizione che possono essere scelti sono la tecnica di configurazione a gradiente (*gradient configuration* o *leapfrog configuration*, Parasnis, 1966; Telford et al., 1976) e la tecnica con base fissa (*fixed base* o *total field configuration*).

Le differenze consistono nella diversa risposta agli errori sistematici (ad esempio correnti telluriche) e casuali (ad esempio per la strumentazione, contatto elettrodi/terreno, *cultural noise*, Corwin e Hoover, 1979) che possono verificarsi, e agli svantaggi e vantaggi pratici che caratterizzano le due metodologie.

Per convenzione, qualsiasi sia la tecnica di acquisizione scelta, la polarità negativa del voltmetro è collegata all'elettrodo di base, mentre la polarità positiva è collegata all'elettrodo di misura.

Una volta effettuata l'acquisizione con la configurazione scelta, una pratica comune ad entrambi i metodi, è quella di effettuare ulteriori misure su linee ortogonali ai profili precedentemente eseguiti. Vengono scelte un certo numero di linee e di punti di misura su queste in funzione dell'obiettivo dell'indagine e delle problematiche verificatesi. Questa procedura è infatti applicata anche per ridurre l'effetto degli errori casuali accumulati lungo i profili di acquisizione. Sebbene la procedura non sia esente da errori, risulta comunque essere una buona metodologia per ottenere dati il più riproducibili possibili, migliorandone

quindi la qualità.

4.4.1 Configurazione a gradiente

Consiste nella misura della differenza di potenziale tra i due elettrodi posti lungo il profilo, il punto a cui si riferisce la misura è a metà tra i due elettrodi la cui distanza è mantenuta costante, questo vale per tutti i successivi punti di misura sul profilo. L'acquisizione prosegue traslando la posizione degli elettrodi, quindi l'elettrodo di base occuperà la precedente posizione dell'elettrodo di misura.

Il potenziale spontaneo assegnato ad ogni punto di misura sarà quindi calcolato sommando i potenziali precedentemente acquisiti lungo il profilo.

Tale tecnica presenta però notevoli svantaggi che consistono, principalmente, nella elevata sensibilità agli errori casuali che possono verificarsi durante l'acquisizione. Essendo il potenziale per ogni punto di misura, dato dalla somma dei precedenti potenziali misurati, la presenza di un errore sulle misure sarà cumulato su tutte le altre. Quantificare e conseguentemente rimuovere tale errore risulterà estremamente difficoltoso.

Gli errori casuali che possono verificarsi sono dovuti principalmente a tre cause: polarizzazione degli elettrodi, campi elettrici naturali e/o artificiali variabili nel tempo (*time-varying effect*), ed errori legati al contatto dell'elettrodo con il terreno (ad esempio per la variazione di umidità di questo).

L'errore sistematico introdotto dalla polarizzazione degli elettrodi è rimosso applicando la tecnica denominata *leapfrog*, ma per le altre due cause di rumore, e quindi di errore casuale, tale soluzione non è risolutiva.

Tale tecnica prevede che per ogni punto di misura venga scambiata la posizione dei due elettrodi, la misura verrà ripetuta e al termine i due valori così acquisiti, saranno sommati. Come descritto in precedenza, sommando i valori di potenziale delle misure precedenti sul profilo, si sommano anche i relativi errori. La tecnica dello scambio degli elettrodi permette di ovviare a tale inconveniente, eliminando dal valore ottenuto la componente legata all'errore sistematico. Essendo quest'ultimo sempre della stessa ampiezza e segno (essendo la misura ripetuta con la stessa strumentazione e le medesime condizioni operative ed ambientali) sarà eliminato dalla somma algebrica dei due valori di potenziale acquisiti.

Per ridurre, in fase di acquisizione, l'influenza del rumore introdotto dai *time-varying*

effect, si potrebbe procedere eseguendo delle acquisizioni in punti scelti lungo profili ortogonali alle linee principali, scelti a formare un *loop*. Non sempre comunque questa soluzione è adottata, in quanto l'ampiezza delle anomalie spurie, quindi del rumore, è generalmente ridotta. Inoltre procedendo in tal modo non vengono comunque presi in considerazione gli errori all'interno del *loop* considerato (Corwin, 1990).

Il vantaggio che fornisce la configurazione a gradiente, nel caso in cui l'area da studiare sia estesa, è che permette una riduzione notevole della lunghezza dei cavi di collegamento utilizzati, con una conseguente semplificazione della logistica e una maggiore rapidità di spostamento della strumentazione.

4.4.2 Configurazione con base fissa

La distinzione effettuata in precedenza tra l'elettrodo di base e quello di misura, acquista in questa fase una reale distinzione di funzionamento e di utilizzo dei due elettrodi.

Nella configurazione a gradiente, entrambi gli elettrodi sono spostati, mantenendone fissa la distanza, per ogni punto di misura scelto. Nel caso della configurazione con base fissa, uno dei due elettrodi è posizionato in una zona possibilmente al di fuori dell'area mineralizzata di interesse. La zona è adeguatamente scelta, tale da essere lontana da possibili fonti di rumore antropico e/o industriale ed ambientale. Ad esempio è importante che l'elettrodo di base non sia ubicato in un'area con folta vegetazione o in un ambiente caratterizzato da condizioni riducenti del terreno. Inoltre viene posizionato in una buca profonda 5-10cm, quando possibile, così da porlo in contatto con il terreno umido e ridurre al massimo la resistenza di contatto tra l'elettrodo e il terreno.

L'ubicazione dell'elettrodo di base è scelta con le opportune accortezze in quanto la misura del potenziale, nell'area mineralizzata di interesse, è eseguita rispetto al valore di riferimento fornito proprio dall'elettrodo di base. Questa procedura è eseguita in quanto non esiste un livello di zero potenziale rispetto cui effettuare le misure, sarà quindi l'elettrodo di base a fornire l'arbitrario livello zero al di fuori di quella che è ritenuta la zona mineralizzata e lontana da eventuali fonti di rumori.

L'acquisizione prevede, quindi, la misura della differenza di potenziale tra l'elettrodo di

base e l'elettrodo di misura il quale viene posizionato sui punti scelti lungo profili, griglie o punti random sulla superficie (Parasnis, 1966; Corry, 1985; Corwin e Butler, 1989).

I principali vantaggi di questa configurazione sono la sensibile riduzione degli errori casuali cumulati lungo i profili. Gli errori e i rumori a cui sono soggetti i dati acquisiti sono i medesimi della configurazione a gradiente, con l'importante differenza che questi non sono cumulati sui successivi punti di misura. Questo si traduce nella possibilità di monitoraggio e quindi di correzione sui singoli elettrodi, e quindi sui dati, in quanto le sorgenti di rumore, come polarizzazione degli elettrodi e *time-varying effect*, possono essere individuati e rimossi.

Un ulteriore vantaggio consiste nella flessibilità di tale metodo di acquisizione e quindi nella possibilità di rioccupare e effettuare più misure nei punti di particolare interesse.

Svantaggioso è invece l'utilizzo e lo spostamento di lunghi e numerosi cavi di collegamento tra l'elettrodo di base e quelli di misura, i quali possono essere sorgenti di rumore nel dato acquisito.

Una notevole riduzione nel tempo di acquisizione è fornita dall'utilizzo di multielettrodi, posizionati nei punti di misura scelti lungo il profilo e collegati tutti con la stazione base. L'acquisizione multicanale ha però lo svantaggio di aumentare i costi di acquisizione. Anche in questo caso gli errori casuali cumulati, principale svantaggio della configurazione a gradiente, sono sensibilmente ridotti.

La regola del posizionamento dell'elettrodo di base al di fuori di quella che si ritiene essere la zona mineralizzata, e lontano da possibili fonti di rumore, non è in realtà nelle acquisizioni sempre applicata. Nella pratica non è semplice trovare nell'area circostante alla zona di studio, un punto che rispecchi totalmente tali condizioni. Spesso, per praticità, anche per ridurre notevolmente il numero e la lunghezza dei cavi di collegamento da utilizzare, l'elettrodo di base è ubicato all'interno dell'area di studio e ancora più frequentemente non è scelto un unico punto base per tutte le misure che si stanno eseguendo.

Una pratica comune è quella di scegliere come prima stazione di base un punto al di fuori del primo profilo che si sta acquisendo. Una volta terminata l'acquisizione su questa

prima linea, in corrispondenza dell'ultimo punto di misura si posizionerà l'elettrodo base per l'acquisizione della successiva linea. Tale operazione verrà effettuata, poi, per tutti i profili seguenti, i quali saranno quindi collegati l'uno all'altro a coprire un'area estesa usando successivi punti base di riferimento (Telford et al., 1990).

CAPITOLO 5

APPLICAZIONE A KWEKUTIKROM (GHANA)

5.1 INTRODUZIONE

In questo capitolo si pone l'attenzione sulle fasi dell'elaborazione e della successiva fase di interpretazione qualitativa, dei dati di potenziale spontaneo acquisiti in Ghana, nel prospetto di Kwekutikrom all'interno di una concessione (Perseus Mining).

L'obiettivo principale di questa fase del lavoro di tesi è stato di verificare come la metodologia dei potenziali spontanei potesse essere applicata in ambienti considerati inadatti a tale metodo di acquisizione. Il segnale associato alla presenza di solfuri, che è il target principale di questa metodologia, risulta quasi totalmente mascherato dalla presenza di un territorio caratterizzato da una spessa e profonda alterazione lateritica, tipica di un ambiente tropicale, che introduce un forte rumore nell'acquisizione rendendo le misure inutilizzabili. Il potenziale anomalo acquisito per questa tesi è invece da ricondurre al *mineral potential* generato dalla presenza di mineralizzazioni grafitiche. Si è voluto quindi dimostrare che la metodologia dei potenziali spontanei, applicata in zone in cui siano presenti concentrazioni non trascurabili di grafite, possa essere considerata una valida metodologia d'indagine anche in ambienti in cui, tradizionalmente, essa non viene presa in considerazione.

La prima parte del capitolo è rivolta ad un approfondimento geologico/strutturale della regione all'interno del quale ricade l'area oggetto di studio. Sono poste in relazione le strutture di taglio con le mineralizzazioni di grafite sviluppatesi al loro interno, in una regione caratterizzata da importanti giacimenti auriferi.

Nella seconda parte si approfondisce, invece, la fase di elaborazione dei dati acquisiti, descrivendo tutte le fasi di *processing* che hanno permesso di effettuare, al termine del capitolo, un'interpretazione qualitativa. In particolare l'interpretazione si è concentrata sullo studio delle geometrie ed orientazioni delle anomalie cercando, se presente, una corrispondenza tra lo sviluppo dei depositi mineralizzati a grafite, sorgenti del potenziale anomalo acquisito e le strutture tettoniche, *shear zone*, che caratterizzano l'area di studio.

5.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO GHANA

Da un punto di vista geologico, il Ghana si trova all'interno del cratone dell'Africa orientale formatosi durante l'orogenesi Eburnean e stabilizzatosi agli inizi dell'era Proterozoica (2,2 Ga) con pieghe isoclinali ed intrusioni granitiche pre-sin e post tettoniche (Eisenlohr and Hirdes, 1992).

In tutto il cratone, che comprende le regioni dell'Africa occidentale, si individuano estese unità di rocce vulcaniche e sedimentarie metamorfosate che in Ghana, oltre che nelle vicine regioni del Burkina Faso, Nigeria e Costa d'Avorio, risultano anche esposte in superficie. Il cratone risulta inoltre interessato da fasi plicative del tardo Proterozoico (Kesse, 1985; Wright et al., 1985; Leube et al., 1990).

All'interno del territorio Ghanese si possono individuare sei importanti formazioni geologiche:

- sistema Birimian
- sistema Tarkwaian
- formazione del Voltain
- formazione del Dahomeyan
- formazione del Togo
- formazione del Buem.

Tutte queste formazioni presentano forme di metamorfismo, seppure con gradi ed estensioni differenti. Inoltre esclusivamente i sistemi Birimian e Tarkwaian sono noti per avere quantità commerciabili, economicamente sfruttabili, di mineralizzazioni ad oro. Entrambe fanno parte del Supergruppo Birimian caratterizzato da metasedimenti Paleoproterozoici, metavulcaniti e complessi intrusivi all'interno dei quali sono noti anche giacimenti di diamanti, bauxite, manganese e ferro.

Il sistema Birimian è costituito da unità meta-sedimentarie e meta-vulcaniche (Leube et al., 1990). Le prime sono costituite da sedimenti torbiditici, filladi (contenenti quantità variabile di materiale carbonioso), peliti, siltiti e greywackes deformate ed interessate da metamorfismo regionale e di contatto. La serie si presenta come una grossa e spessa piega isoclinale a forte pendenza, i cui strati sono intervallati da tufi vulcanici e lava. L'unità è

inoltre caratterizzata da numerose intrusioni granitiche.

Le unità meta-vulcaniche sono invece costituite da spessi depositi di lava basaltica e andesitica, tufi e strati di agglomerati (composti da materiale vulcanico e per almeno il 75% da bombe).

Il contatto tettonico tra le due unità meta-sedimentarie e meta-vulcaniche del sistema Birimian, è stato oggetto di studio per la presenza di numerose *shear zone* e vene di quarzo ospitanti, entrambe, importanti mineralizzazioni ad oro, associato ad arsenopirite e secondariamente a pirite. Inoltre è presente un'ampia zona di alterazione caratterizzata da grafite-clorite-sericite, soprattutto in corrispondenza del giacimento di Obuasi (vedi fig.5.1). Le principali miniere di oro nel territorio ghanese sono localizzate in corrispondenza del sopracitato contatto tettonico, come si può osservare dalla figura 5.1.

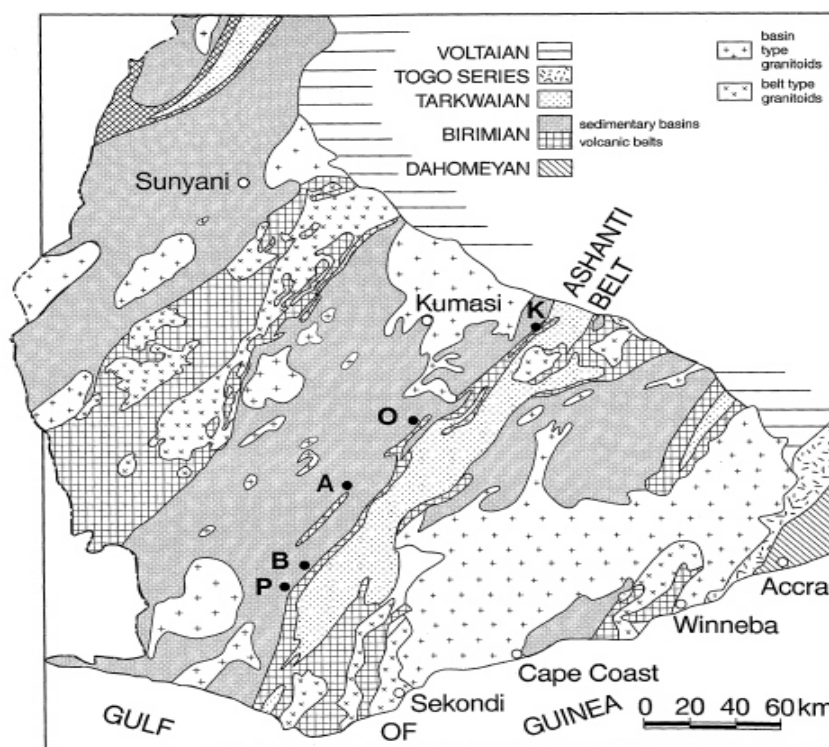


Figura 5.1 Geologia del territorio del Ghana sud-occidentale (Leube e Hirdes, 1986, modificata da Loh, 1995). Si possono individuare le principali miniere di oro del paese: K, Konongo; O, Obuasi; A, Ayanfuri; B, Bogosu; P, Prestea.

Il sistema Tarkwaian, in discordanza sul sistema Birimian (solo in poche aree i due sistemi non risultano in discordanza angolare), è costituito da una spessa serie di sedimenti arenacei e da meno estesi sedimenti argillosi, probabilmente derivanti da depositi

alluvionali connessi a sistemi fluviali di tipo *braided* (Hirdes and Nunoo, 1994). L'origine di questi depositi è comunque connessa ai depositi del sistema Birimian e alle intrusioni granitiche a questo associati.

I depositi del sistema Tarkwaian hanno subito un metamorfismo di basso grado e solo localmente sono stati interessati da metamorfismo di grado più elevato in corrispondenza delle intrusioni magmatiche.

I giacimenti di oro nel territorio ghanese sono da ricondurre a tre origini differenti:

- vene di quarzo associate a *shear zone* principalmente in corrispondenza dei depositi meta-sedimentari del sistema Birimian. Associate a mineralizzazioni a solfuri (galena, bournonite, boulangerite, tetrahedrite, chalcopirite e sphalerite) e raramente affiancati a pirite ed arsenopirite in frammenti rocciosi incorporati nelle vene;
- mineralizzazioni a solfuri, i quali si rinvenivano nelle stesso sistema di *shear zone* delle vene di quarzo aurifere. Principalmente sono le rocce ricche in arsenopirite a contenere le maggiori mineralizzazioni di oro, seguito dalla pirite, pirrotite e marcasite. Sono mineralizzazioni massive e disseminate di solfuri all'interno del complesso meta-sedimentario del sistema Birimian;
- stockwork e mineralizzazioni disseminate nei complessi granitoidi (miniera di Ayanfuri);
- conglomerati quarziferi (*quartz pebbles conglomerates*) del gruppo Tarkwaian.

Risultano essere le prime due tipologie di depositi le principali risorse aurifere dell'area caratterizzata dal sistema Birimian in corrispondenza della grande piega *Ashanti belt*, all'interno della quale ricade l'area di studio di questo lavoro di tesi (vedi paragrafo 5.2.2).

I principali minerali di ganga sono quarzo, rutilo e materiale carbonioso. In particolare quest'ultimo, associato ai solfuri, può aver giocato un'importante ruolo nella precipitazione e formazione dei giacimenti auriferi. La solubilità dell'Au decresce all'interno del campo di stabilità di pirite e pirrotite all'equilibrio, quindi, dai fluidi in risalita attraverso le fratturazioni e fagliazioni della roccia, si spiega come mai i principali giacimenti di oro si siano formati proprio in prossimità del contatto metasedimenti-metavulcaniti.

5.2.1 *Shear zone: depositi di oro e mineralizzazioni di grafite*

Lo studio dei processi tettonici che hanno interessato il territorio ghanese è strettamente collegato al rapporto tra strutture quali pieghe e soprattutto *shear zone*, e le mineralizzazioni ad oro a queste associate. In questo lavoro di tesi l'attenzione è posta, in particolare, sulle mineralizzazioni di grafite formatesi sfruttando le medesime zone di taglio delle mineralizzazioni aurifere. Questa condizione rende tali depositi un importante target nelle prospezioni geofisiche che sfruttano il potenziale spontaneo generato proprio da questi minerali. La grafite si presenta in depositi epigenetici, precipitata da fluidi in movimento e saturi in carbonio che hanno sfruttato le zone di *shear*, faglie, fratture e quindi in generale, di discontinuità della roccia.

Nei successivi paragrafi il legame grafite/*shear zone* è utilizzato per studiare e delineare l'orientazione di queste importanti strutture di taglio.

I sistemi Birimian e Tarkwaian sono stati deformati, in modo congiunto, inizialmente da una prima fase di deformazione regionale che ha determinato la formazione di una foliazione S1, e successivamente sono stati interessati da una seconda e più importante, e penetrativa, fase deformativa (S2), (Eisenlohr 1989; Eisenlohr and Hirdes 1992; Blenkinsop et al. 1994). In particolare il σ_1 risulta sub-orizzontale con orientazione NW-SE, mentre il σ_3 è sub-verticale (Eisenlohr and Hirdes 1992; Blenkinsop et al. 1994).

Come anticipato nel precedente paragrafo, i maggiori giacimenti di oro sono localizzati in corrispondenza del contatto tettonico tra l'unità meta-sedimentaria e quella meta-vulcanica del sistema Birimian, all'interno della grande piega nota come *Ashanti belt*. In particolare questi giacimenti si sono sviluppati all'interno delle *shear zone* le quali risultano avere un trend NNE-SSW a NE-SW.

Le multiple vene di quarzo e la crescita zonata di mineralizzazioni a solfuri associate entrambe ad importanti mineralizzazioni di oro, sono state interpretate come ripetute fasi di eventi di risalita e circolazione di fluidi idrotermali attraverso le zone di *shear*, con conseguente precipitazione dei minerali (Sibson et al., 1988; Sibson, 1989).

I principali giacimenti di oro in questa regione ghanese in corrispondenza della *Ashanti belt*, sono infatti da associare sia alle vene di quarzo che alle mineralizzazioni a solfuri e

risultano entrambi ugualmente importanti economicamente.

Le vene aurifere risultano formatesi parallelamente sia ad S1 che S2 e presentano deformazioni che suggeriscono un loro sviluppo concomitante alla deformazione stessa (Blenkinsop et al. 1994).

La figura 5.2 mostra quali sono le principali strutture tettoniche e la loro orientazione, nell'area che circonda l'importante miniera di Obuasi, sita a pochi chilometri a nord del territorio di studio di questo lavoro di tesi. Si può osservare l'orientazione preferenziale delle strutture tettoniche che si sviluppano da NE-SW.

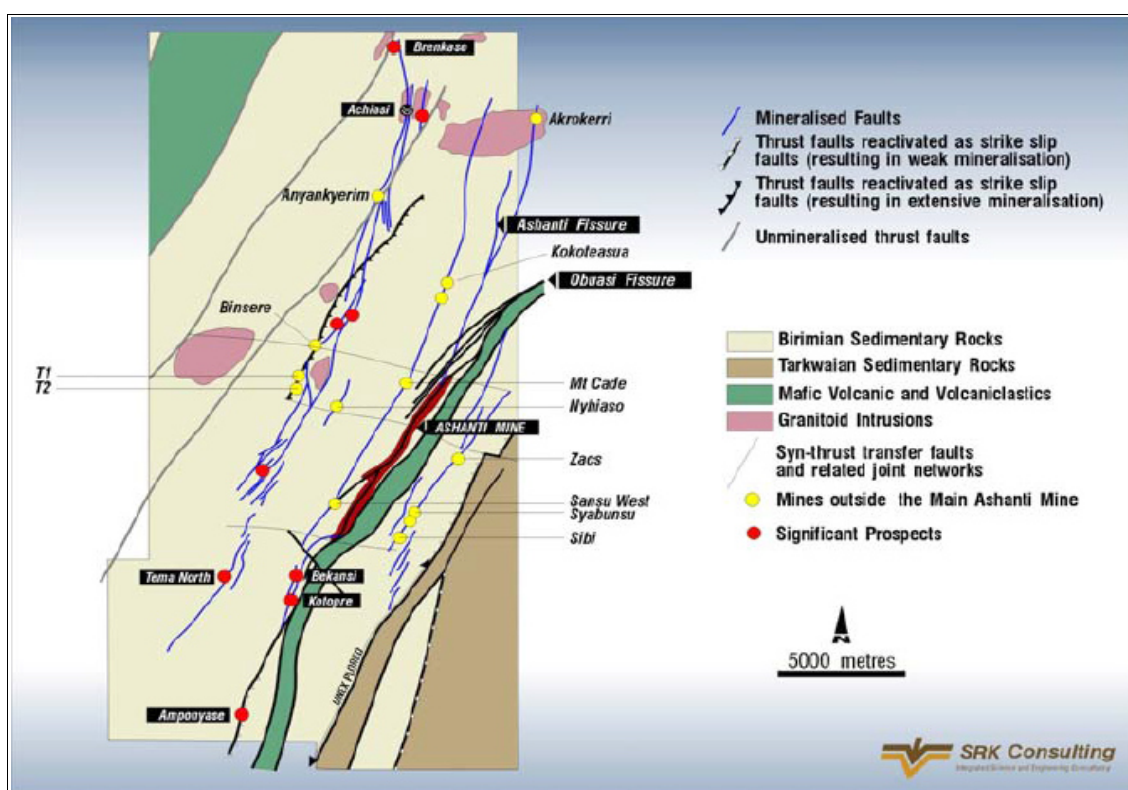


Figura 5.2 Geologia e strutture tettoniche caratterizzanti l'area all'interno della quale ricade la miniera di Obuasi (Allibone et al., 2002). L'orientazione e la tipologia delle strutture tettoniche rappresentate in questa figura sono le medesime che caratterizzano l'area di studio, sita più a sud.

5.2.2 Descrizione testsite : *Kwekutikrom*

L'area di studio del presente lavoro di tesi è situata nel prospecto di Kwekutikrom nella regione a sud-ovest del Ghana, Africa Centrale, in particolare nella Regione Centrale (ufficialmente *Central Region*).

La concessione (Perseus Mining) all'interno del quale sono stati acquisiti i dati di potenziale spontaneo, ricade nell'*Upper Denkyira District* (tratteggiato nero in fig. 5.3).



Figura 5.3 Localizzazione geografica della "concessione" all'interno della quale sono state eseguite le acquisizioni di potenziale spontaneo. L'area di studio si trova nella Regione Centrale, a sud-ovest del Ghana.

Utilizzando il sistema di coordinate geografico UTM (Universal Transverse Mercator) l'area studiata è compresa tra le coordinate da 616987E a 620067E e le coordinate da 649112N a 652467N (fig. 5.4).

La *Central Region* ricade interamente all'interno della fascia tropicale, il territorio risulta quindi ricoperto quasi interamente dalla foresta tropicale (a meno di grosse porzioni di territorio sfruttato dall'agricoltura) ed è caratterizzato da un ambiente fluviale.

Date le condizioni ambientali e climatiche, con la tipica alternanza di periodo secchi con altri molto piovosi, il territorio presenta una spessa copertura di alterazione chimica-fisica ricca in ossidi di alluminio (Al) e di ferro (Fe). La presenza di questo spesso suolo

residuale è una delle principali cause per cui, in questa regione, non è impiegata la metodologia del potenziale spontaneo come metodo d'indagine.

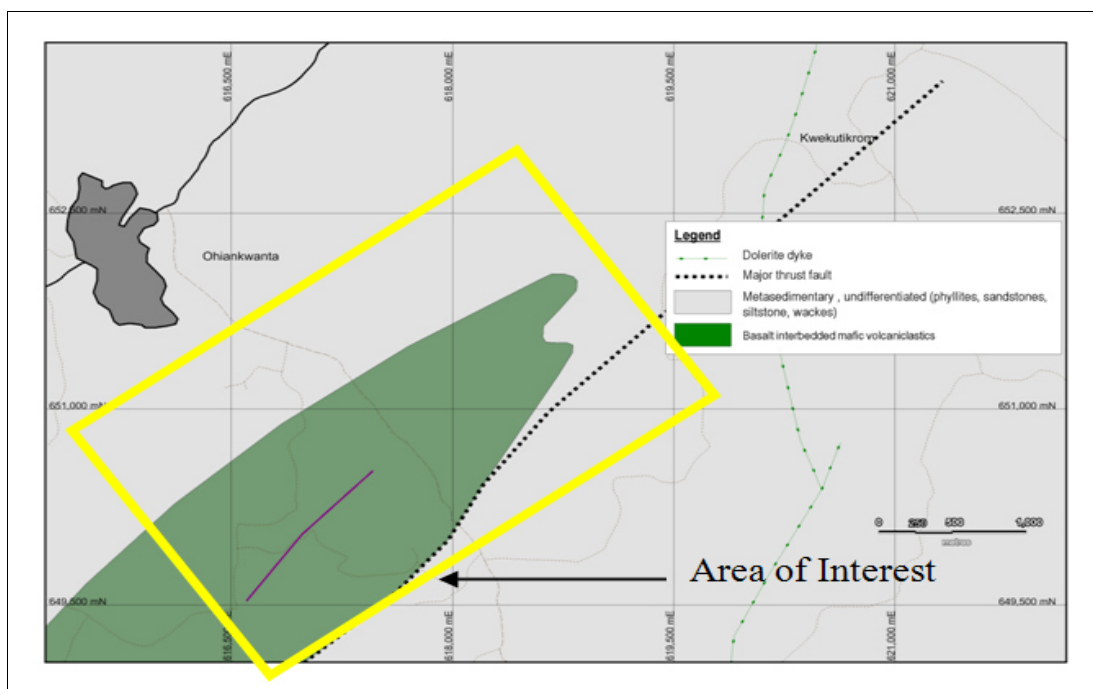


Figura 5.4 Il riquadro in giallo delimita l'area di studio all'interno della quale sono stati acquisiti i dati di potenziale spontaneo.

La ragione è da ricercare in due cause principali: la spessa copertura conduttiva di alterazione lateritica maschera quasi completamente il segnale che risulta dello stesso ordine di grandezza del rumore; la seconda importante ragione è dovuta alla ossidazione dei solfuri che sono, quindi, un target non utilizzabile nelle acquisizioni del potenziale spontaneo di mineralizzazione.

In questo lavoro di tesi, però, l'obiettivo è stato di sfruttare il potenziale anomalo generato da mineralizzazioni grafitiche che, come spiegato nel precedente paragrafo, si sono formate all'interno dello stesso sistema geologico/strutturale dei giacimenti auriferi. La grafite risulta essere poco influenzata dalla profonda alterazione chimica che caratterizza gli ambienti tropicali, al contrario di quanto avviene per le mineralizzazioni a solfuri.

La "concessione" Kwekutikrom è situata all'interno di un'estesa area pianeggiante, che caratterizza tutto il territorio del sud-ovest del Ghana. Questo ha permesso di trascurare l'effetto della topografia nella fase di *processing* dei dati. Inoltre nelle vicinanze della

concessione, in un raggio di almeno 500m, non ci sono centri abitati e miniere, che avrebbero potuto introdurre un importante rumore nei dati acquisiti.

5.3 ACQUISIZIONE

Il lavoro di acquisizione è stato effettuato da Perseus Mining, sono stati acquisiti i valori del potenziale spontaneo lungo 31 profili disposti parallelamente tra loro e distanziati 100 metri, come si osserva dalla figura 5.5. Su ogni profilo sono stati scelti 69 punti di misura distanti 25m l'uno dall'altro.

Ogni punto di misura è stato georeferenziato utilizzando il sistema di riferimento UTM (*Universal Transverse Mercator*).

Data la latitudine del territorio in cui è stato effettuato il lavoro, caratterizzato da un ambiente tropicale, come anticipato nel precedente paragrafo, l'acquisizione è stata effettuata al termine del periodo delle piogge. Una corretta acquisizione del potenziale spontaneo richiede, infatti, l'assenza di precipitazioni, a meno che le piogge non abbiano interessato solo la parte più superficiale del terreno, infiltrandosi quindi a profondità non maggiori di 1cm, in caso contrario i dati possono risultare inutilizzabili.

La procedura di acquisizione è stata eseguita scegliendo come punti base l'inizio di ogni profilo. Quindi su ogni linea acquisita il valore del potenziale è stato misurato rispetto al primo punto, scartando l'opzione di scegliere un'unica stazione base per tutti i profili.

L'area esaminata infatti è risultata essere eccessivamente estesa (51.275 km di linee in totale) per acquisire mediante una sola stazione base. Questo avrebbe comportato l'utilizzo di cavi di collegamento troppo lunghi ed un aumento dei costi e dei probabili *noise* introdotti dall'utilizzo di cavi eccessivamente estesi, come descritto nel capitolo 4.2.

Inoltre a causa di problemi logistici non è stata effettuata una linea di collegamento tra i profili.

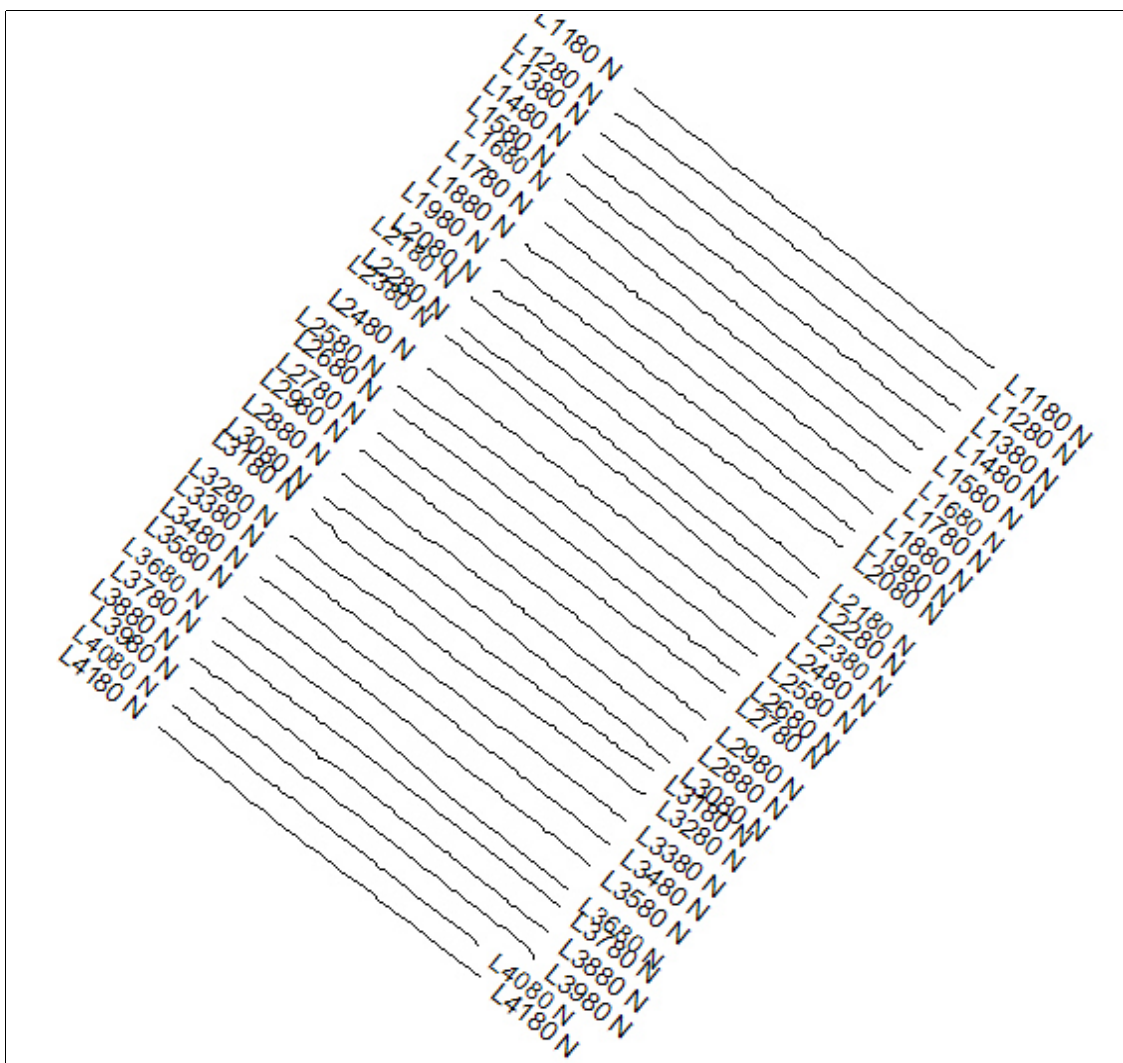


Figura 5.5 Orientazione e geometria dei profili di acquisizione

Il primo punto di misura per ogni profilo è stato utilizzato come l'arbitrario valore zero di potenziale rispetto cui sono stati acquisiti i valori nei successivi punti lungo la linea di acquisizione. Ad ogni punto sono associati due valori di potenziale in millivolt: il primo è il valore misurato su quel determinato punto rispetto alla stazione base, il secondo valore è ottenuto dalla somma di quest'ultimo con tutti i precedenti valori di potenziale acquisiti lungo la linea (gradiente del potenziale spontaneo).

5.4 ELABORAZIONE DATI MEDIANTE IL PROGRAMMA GEOSOFT

Nel presente lavoro di tesi è stato utilizzato il programma Oasis Montaj (Geosoft versione 8.0.1) al fine di elaborare, mediante opportuni filtri FFT 1D e 2D, i dati di potenziale spontaneo acquisiti, e di produrre mappe e *grid* relativi alla distribuzione dell'anomalia nell'area oggetto di studio.

Il *database* dei dati elaborati è costituito dalle seguenti informazioni:

- coordinate geografiche UTM (*Universal Transverse Mercator*) Nord e Sud associate ad ogni punto di misura
- potenziale spontaneo in millivolt
- gradiente del potenziale spontaneo in millivolt
- *fiducial*, corrispondente ad un numero progressivo associato ad ogni misura su ogni linea (coordinata x nel sistema di coordinate del *grid* locale, interno al programma Geosoft utilizzato per l'elaborazione)
- *line*, corrispondente ad un numero progressivo associato ad ogni linea (coordinata y nel *grid* locale)

Il lavoro eseguito in Geosoft Montaj può essere suddiviso in tre fasi:

- importazione e *detrending* lungo profili
- filtraggio FFT 1D e creazione di mappe e *grid*
- filtraggio FFT 2D sui *grid*

Il risultato finale consiste in diversi *grid* sui quali in questa fase del lavoro è stato possibile fornire un'interpretazione qualitativa sulla possibile distribuzione delle mineralizzazioni a grafite sorgenti del potenziale anomalo registrato.

5.4.1 Import e Detrending dei dati

Nella prima fase di lavoro si è proceduto all'importazione dei dati nel programma Geosoft in formato *.gdb*. Ai dati importati è stato poi associato il sistema di coordinate UTM (*Universal Transverse Mercator*) al fine di mantenerne la georeferenziazione.

Successivamente si è applicato il *detrending*, o residualizzazione, sui dati. Questa procedura è stata eseguita per ogni profilo mediante la sottrazione di un interpolante polinomiale ai minimi quadrati, scegliendo, in particolare, quello di ordine zero, quindi la media, risultato più adeguato rispetto al polinomio di ordine uno. Tale operazione è stata necessaria al fine di eliminare effetti linea più o meno evidenti dovuti ad eventuali *drift* (assunti lineari) che possono avere affetto le misure, ma, soprattutto, per eliminare lo *shift* tra i profili introdotto a causa dell'assenza di tie-line rispetto ad una singola stazione base.

Le misure, linea per linea, sono riferite alla prima misura fatta su ogni profilo e hanno di conseguenza riferimenti diversi. Ogni linea risulta quindi, traslata secondo *V* rispetto alle altre.

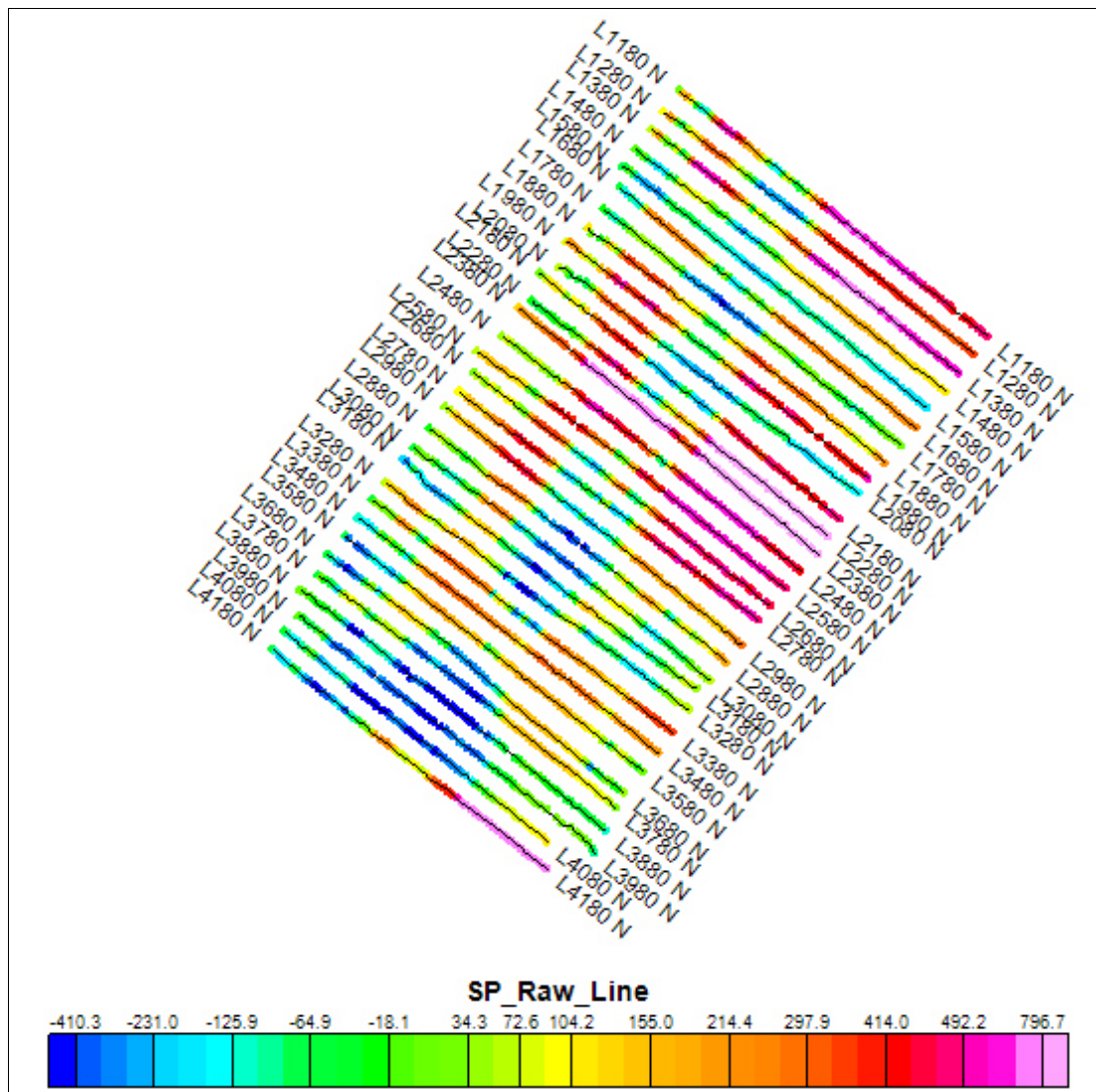


Figura 5.6 Mappa della geometria e orientazione dei 31 profili di acquisizione di potenziale spontaneo. I profili sono distanziati 100metri; lungo linea le acquisizioni sono state eseguite ogni 25metri.

5.4.2 Filtraggio FFT 1D e creazione di mappe e grid

In questa fase di elaborazione dei dati sono stati eseguiti dei filtri FFT 1D (*Fast Fourier Transform*) al fine di ridurre gli effetti linea di cui i dati sono affetti e di migliorare il rapporto segnale/rumore.

I dati di potenziale spontaneo acquisiti non risultano essere eccessivamente rumorosi, quindi è risultato sufficiente, in questa prima fase di *processing*, l'applicazione di un solo filtro passa-basso. L'obiettivo è stato quello di filtrare tutto quel segnale ad alta frequenza

corrispondente a diverse sorgenti di rumore, note, che caratterizzavano l'area oggetto di studio. In particolare si tratta di rumore lungo linea, legato alle variazioni delle caratteristiche locali del terreno come umidità, temperatura e vegetazione.

Si è proceduto al confronto tra tecniche differenti di filtraggio, scegliendo il più adeguato mediante l'analisi dei risultati sui ogni profilo, mappa e *grid*. Inoltre, al fine di apprezzare al meglio il risultato dei filtri applicati, si è eseguita sui dati pre e post filtraggio, l'operazione della derivata verticale, per poter meglio apprezzare il risultato ottenuto sulle alte frequenze (l'operazione di derivata verticale è utilizzata, infatti, come un particolare filtro passa-alto, approfondimento nel paragrafo 5.4.3.2).

Il filtro Butterworth si è ritenuto essere il più adeguato, fornendo i migliori risultati se confrontati con le prove eseguite con il normale filtro passa-basso applicato con diverse frequenze di taglio ω_c (numeri d'onda k_c).

5.4.2.1 Dall'analisi di Fourier alla Fast Fourier Transform (FFT)

L'elaborazione dei segnali nell'ambito del dominio di Fourier permette di trattare i dati come funzioni della loro frequenza, che risulta una fondamentale condizione per una loro più veloce e semplice manipolazione, come avviene ad esempio nel caso dei filtri.

In questo paragrafo sarà trattata brevemente la DFT (*Discrete Fourier Transform*) descrivendone i suoi principi base, fino ad arrivare alla *Fast Fourier Transform* (FFT) utilizzata nel *processing* dei dati in questo lavoro di tesi.

L'analisi di Fourier è stata originariamente concepita con l'obiettivo di poter rappresentare ed analizzare fenomeni periodici, tramite la serie di Fourier, e successivamente, applicando tale costruzione matematica ai fenomeni non periodici tramite la trasformata di Fourier (FT). Il passaggio da fenomeni periodici ad aperiodici è possibile solo considerando questi ultimi come fenomeni periodici con il periodo tendente all'infinito. La conseguenza di tale assunzione implica che un set discreto di frequenze che caratterizzano un fenomeno periodico, risultino nello spettro del fenomeno aperiodico, come frequenze che variano con continuità. Si passa da uno spettro discreto del primo caso, ad uno continuo nel secondo.

La teoria alla base dell'analisi di Fourier descrive come qualsiasi segnale continuo e periodico di periodo T sia rappresentabile, senza alcuna perdita di informazioni, come una sommatoria di funzioni seni e coseni, quindi dalla sovrapposizione di un infinito numero d'onde sinusoidali ciascuna dotata di una opportuna ampiezza e fase.

La trasformata di Fourier permette di trattare i segnali a tempo continuo dal punto di vista delle loro componenti armoniche (analisi in frequenza). In modo analogo la trasformata di Fourier a tempo discreto permette l'analisi in frequenza dei segnali a tempo discreto. L'analisi in frequenza di questi ultimi può essere ottenuta mediante la Trasformata Discreta di Fourier (DFT).

La trasformata di Fourier a tempo discreto è applicabile a segnali campionati, tali segnali sono a tempo discreto e con frequenza normalizzata nel continuo $[0, 2\pi)$. Per poter trattare opportune approssimazioni di tali segnali con tecniche digitali, è necessario considerare solo un numero finito di campioni nel tempo ed effettuare un campionamento anche in frequenza, così da considerare solo un numero finito di frequenze anziché l'intervallo continuo $[0, 2\pi)$.

Approssimando l'informazione contenuta in un segnale $x(t)$ con quella ottenuta dal vettore x formato da N campioni del segnale campionato con passo τ :

$$x = [x(0), \dots, x(N-1)] \quad \text{con} \quad x(n) = x(n\tau), \quad n = 0, \dots, N-1$$

Il vettore x conterrà l'informazione del segnale presente nell'intervallo temporale $[0, (N-1)\tau]$.

Per il campionamento anche in frequenza, si considera il vettore X formato da N campioni della trasformata a tempo discreto, campionata a intervalli di ampiezza $2\pi/N$:

$$X = [X(0), \dots, X(N-1)] \quad \text{con} \quad X(k) = X\left(\frac{2\pi}{N}k\right), \quad k = 0, \dots, N-1$$

Quindi la Trasformata Discreta di Fourier (DFT) associa al vettore $x(n)$, con $n = 0, \dots, N-1$, il vettore $X(k)$, con $k = 0, \dots, N-1$ nel seguente modo:

$$X(k) = \sum_{n=0}^{N-1} x(n) e^{-i \frac{2\pi}{N} kn} \quad \text{con} \quad k = 0, \dots, N-1 \quad (5.1)$$

La trasformazione è lineare e invertibile e la sua inversa, detta antitrasformata, è data da:

$$x(n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X(k) e^{i \frac{2\pi}{N} kn} \quad \text{con } n = 0, \dots, N-1 \quad (5.2)$$

L'equazione 5.2 permette di ottenere i coefficienti della trasformata a partire dal segnale e, come per la trasformata di Fourier, viene chiamata equazione di analisi. In maniera simmetrica l'equazione 5.1 permette di "sintetizzare" il segnale a partire dai valori della trasformata e perciò viene chiamata equazione di sintesi.

Il calcolo diretto della DFT è piuttosto complesso, richiedendo $O(N^2)$ operazioni di prodotto, dove N è la dimensione dello spazio su cui si applica la trasformata. Un importante miglioramento e velocizzazione della trasformata discreta di Fourier, è stata la formulazione di algoritmi che adottano la tecnica della decomposizione ricorsiva della DFT in trasformate di dimensioni ridotte ogni volta della metà (tecnica *divide-et-impera*). Questi algoritmi richiedono $O(N \log N)$ invece di $O(N^2)$ operazioni e per tal motivo sono chiamati algoritmi *Fast Fourier Transform* (FFT) (Cooley e Tukey, 1965).

Grazie alla FFT è possibile implementare al calcolatore operazioni nel dominio della frequenza, cioè utilizzando le trasformate di Fourier, con complessità di calcolo inferiore a quella ottenibile implementando lo stesso calcolo nel dominio del tempo.

Nell'elaborazione dei segnali la FFT ha tre principali settori di utilizzo:

- analisi spettrale per segnali digitali, con applicazioni alla sintesi di filtri digitali
- calcolo veloce della convoluzione e della correlazione
- compressione di dati per la memorizzazione e la trasmissione efficiente di questi.

Quanto detto per DFT 1D (*Discrete Fourier Transform*) e quindi anche per la FFT, può essere ampliato al caso 2D, in cui distribuzioni di dati bidimensionali possono essere pensate come matrici di dati. Un esempio sono le matrici che descrivono immagini di intensità (ad esempio le immagini RGB si possono descrivere tramite tre matrici di valori che descrivono il valore intensità di ciascuna componente, *Red Green Blue*).

Le immagini sono rappresentate da strutture matematiche caratterizzate dalle due dimensioni x ed y , sia nel continuo che nel discreto. A differenza dei segnali bidimensionali, che sono funzioni del tempo o di una variabile discreta n , connessa al tempo, le variabili x ed y per le immagini sono le coordinate spaziali di un punto, nel caso di immagini continue, quindi di un pixel nel caso di immagini discrete. Un'immagine

dunque è rappresentata da una funzione $f(x, y)$ con $(x, y) \in \mathbb{R}^2$ nel continuo oppure $f(n, m)$ con $(n, m) \in \mathbb{Z}^2$ nel discreto, che rappresenta l'intensità dei punti o pixel dell'immagine.

Quindi se l'immagine ha dimensione $N \times M$ le due trasformate DFT 2D possono essere scritte nel seguente modo:

$$F[k, l] = \frac{1}{\sqrt{MN}} \sum_{n=0}^{N-1} \sum_{m=0}^{M-1} f[m, n] e^{-i2\pi \left(\frac{mk}{M} + \frac{nl}{N} \right)} \quad (5.3)$$

$$f[m, n] = \frac{1}{\sqrt{MN}} \sum_{l=0}^{N-1} \sum_{k=0}^{M-1} F[k, l] e^{i2\pi \left(\frac{mk}{M} + \frac{nl}{N} \right)}$$

con $0 \leq m, k \leq M-1$; $0 \leq n, l \leq N-1$.

Per le due coppie di trasformate, dal momento che le due dimensioni sono separabili, si può usare la versione bidimensionale dell'algoritmo della Trasformata Veloce di Fourier (FFT).

5.4.2.2 I filtri Butterworth

I filtri Butterworth costituiscono una famiglia di filtri che ben soddisfano i requisiti sul guadagno in banda passante, con una transizione morbida e monotona verso la banda oscura. Forniscono, inoltre, la risposta più piatta nella banda passante, la quale risulta priva di oscillazioni (*ringing* o fenomeno di Gibbs).

Tali filtri lavorano con funzioni approssimanti di tipo polinomiali denominati polinomi di Butterworth, i quali presentano due gradi di libertà: il grado N del polinomio (che rappresenta l'ordine del filtro) e la frequenza di taglio ω_c .

La forma generale del modulo della funzione di trasferimento di un filtro di Butterworth di ordine N e frequenza di taglio ω_c è :

$$|H(\omega)| = \frac{1}{\left| B_N \left(i \frac{\omega}{\omega_c} \right) \right|} = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c} \right)^{2N}}} \quad (5.4)$$

dove $B_N(s)$ è l'opportuno polinomio detto N -esimo polinomio di Butterworth, mentre la scalatura ω/ω_c rispetto a ω denota la frequenza normalizzata alla frequenza di taglio.

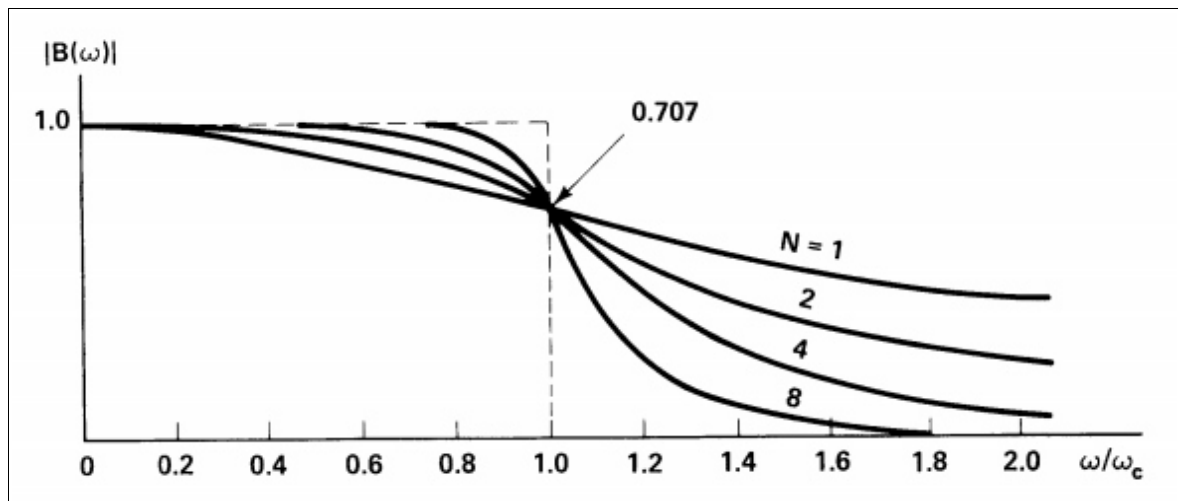


Figura 5.7 Risposta in frequenza di filtri di Butterworth al variare dell'ordine N . Si nota l'attenuazione nulla a bassa frequenza e una comune frequenza di taglio a 3dB ω_c ($20 \text{ Log}(0.707)$). Tutte le caratteristiche, indipendentemente dall'ordine N , passano per uno stesso punto pur avendo pendenze diverse. All'aumentare di N aumenta la pendenza, l'attenuazione e la selettività operata dal filtro, dal momento che ci si avvicina più rapidamente alla banda oscura.

La risposta in frequenza risulta quindi essere monotonicamente decrescente, come si osserva dalla figura 5.7, e alle alte frequenze decresce come $1/\omega^N$. Il filtro è massimamente *smooth* e l'attenuazione nella banda proibita dipende da N in modo critico, ossia quanto più è alto l'ordine del filtro tanto più aumenta l'attenuazione e la selettività del filtro, dal momento che ci si avvicina più velocemente alla banda oscura. Non sono presenti oscillazioni o *ringing* né in banda passante né in banda proibita: il filtro di Butterworth è quello che presenta, infatti, la maggior “piattezza” in banda passante.

Mantenendo invariato il valore della frequenza di taglio è possibile controllare e variare opportunamente l'ordine N del filtro, quindi ad esempio, controllando lo sfocamento o *smoothing* in corrispondenza della zona di inflessione di questo. Inoltre se l'operazione di filtraggio ha introdotto delle oscillazioni anomale (*ringing*) basta ridurre il grado per osservarne una riduzione o l'eliminazione.

5.4.2.3 Risultati dei filtraggi

Si è proceduto al filtraggio FFT 1D sulle linee acquisite mediante l'applicazione di un filtro Butterworth passa basso scegliendo i seguenti parametri del filtro:

- lunghezza d'onda di taglio (*central wavelength cutoff*) $K_c = 75$
- ordine del filtro $N = 4$

L'ordine del filtro è stato scelto in modo tale da ridurre le oscillazioni anomale nel segnale dovute all'operazione di filtraggio (il *ringing* diminuisce al diminuire dell'ordine del filtro scelto). Inoltre la scelta di aumentare l'ordine del filtro avrebbe comportato un filtraggio eccessivamente invasivo sui dati, i quali non risultano particolarmente affetti da rumore.

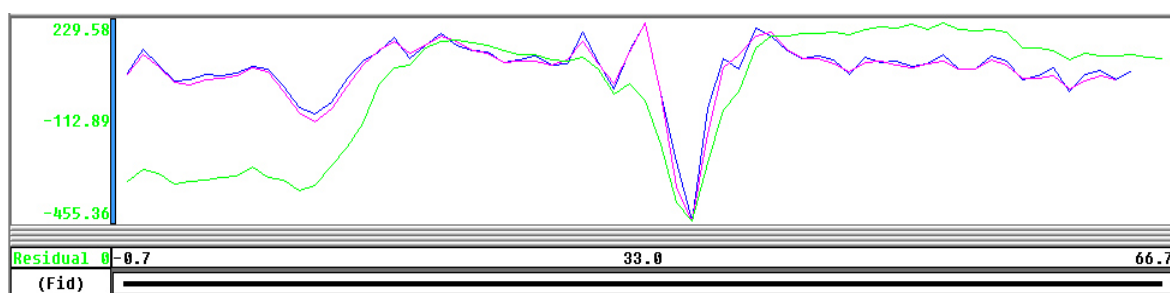
Ulteriori parametri opportunamente scelti e necessari al fine di eseguire il filtraggio, sono stati il *distance increment*, per la traslazione del filtro applicato lungo linea, e il metodo di interpolazione.

Per quanto riguarda il primo parametro, il programma Geosoft richiede il valore espresso in *fiducial*, corrispondente alla distanza in metri tra i punti di misura lungo i profili. A tal ragione si è scelta una distanza di 30 metri, in quanto scegliendo il valore di 25m, pari alla distanza tra i punti di misura acquisiti sui profili, si osservano nel *grid* generato delle anomalie, dovute ad un filtraggio errato. False anomalie aggiunte a fenomeni di distorsione di quelle reali, sono ben visibili nei *grid*. La possibile causa di tale filtraggio errato, potrebbe essere da ricercare nella non costante separazione dei punti di misura lungo linea. Si è fissata una distanza di 25metri, ma questo valore può essere stato modificato in eccesso o in difetto per ovviare a possibili ostacoli lungo le linee di acquisizione, quindi in generale a problematiche riscontrate in fase di acquisizione.

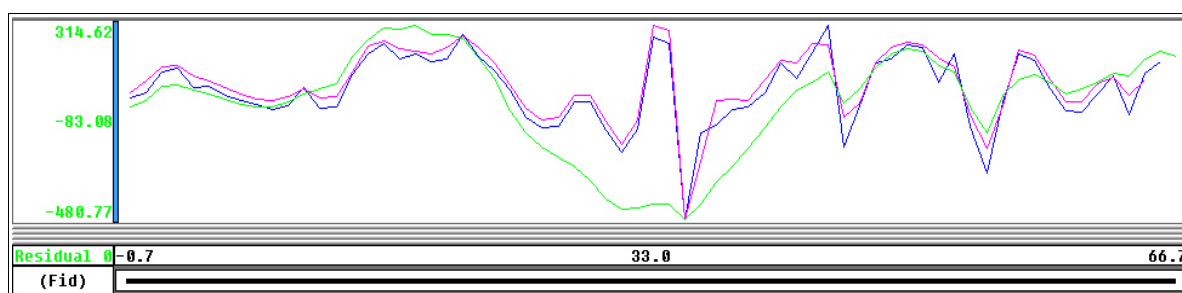
Per la scelta del metodo di interpolazione si è optato sull'applicazione della funzione di minima curvatura, scartando l'interpolatore lineare e la funzione di Akima, utilizzato per dati estremamente rumorosi. Tale scelta è conseguente alla condizione per cui nei dati acquisiti il rumore, come detto in precedenza, non è risultato essere una componente fortemente alterante del segnale.

Per osservare al meglio il corretto funzionamento del filtro passa-basso di Butterworth, si è proceduto alla operazione della derivata verticale del primo ordine pre e post filtraggio,

la quale assume la funzione di filtro passa alto. L'obiettivo è stato di enfatizzare le componenti ad alta frequenza dell'anomalia per meglio osservare l'operato del filtro Butterworth su ogni profilo (come mostrato negli esempi in figura 5.8) e sui *grid* creati. L'operazione della derivata verticale con ordine di derivazione al massimo di 2 o frazionario, è frequente nel *processing* dei campi di potenziale dove l'obiettivo è enfatizzare le alte frequenze senza, però, eliminare le componenti a frequenza più bassa come avverrebbe applicando un tradizionale, e più invasivo, filtro passa alto.



(a)



(b)

Figura 5.8 In verde è visualizzato l'andamenti del potenziale spontaneo in millivolt lungo i profili, in blu il risultato della derivata verticale di primo ordine, in viola il risultato della derivata verticale applicata successivamente all'operazione di filtraggio mediante il filtro passa basso di Butterworth.

(a) profilo di acquisizione 2480; (b) profilo di acquisizione 2880.

5.4.2.4 *Gridding*

L'operazione di *gridding* dei dati è utilizzata in ambito geofisico al fine di poter eseguire una grande varietà di operazioni in due dimensioni, come ad esempio il *contouring* e i filtraggi 2D. Tali trattamenti dei dati richiedono, però, una distribuzione regolare delle misure. Questo implica che le misure siano disposte su griglie, quadrate o rettangolari, in cui la distanza tra i profili e i punti di misura lungo linea siano costanti.

Nella maggior parte delle acquisizioni questa regolarità nella distribuzione delle misure non è rispettata, i dati possono essere stati acquisiti infatti in punti random nella zona esaminata. L'area interessata dall'indagine può essere anche molto estesa, con numerosi ostacoli, naturali e/o antropici, i quali a causa dell'impossibilità di posizionare la strumentazione impediscono l'acquisizione nei punti prefissati lungo il profilo.

Questo implica che la successiva elaborazione dei dati nel campo della trasformata di Fourier 2D, ad esempio, risulti impossibile a causa di misure disposte su geometrie irregolari e alla mancanza talvolta, anche di misure lungo i profili.

Metodologie di interpolazione sono ad esempio la tecnica di minima curvatura, *bidirectional*, Kriging e Tinning.

Per questo lavoro di tesi la scelta dell'algoritmo di *gridding* da applicare è ricaduta sul *bidirectional line*. Tale algoritmo è pensato per un processo di interpolazione rapida di linee acquisite quasi parallelamente e con una densità di misure maggiore lungo linea rispetto alle misure interlinea (Fig. 5.9). Tali condizioni risultano essere rispettate nel set di dati acquisito, caratterizzato, infatti, da profili paralleli tra loro distanziati 100 metri e con misure lungo linea ogni 25m.

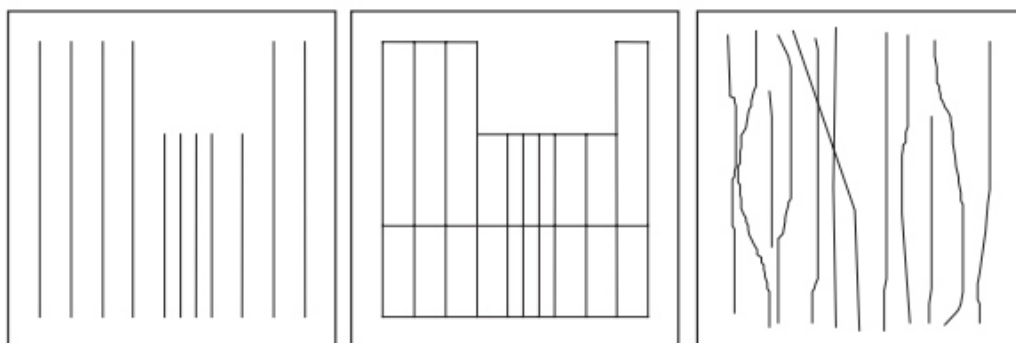


Figura 5.9 Schematizzazione delle possibili geometrie dei profili di acquisizione di un survey, i quali hanno caratteristiche tali da poter successivamente interpolare i dati mediante l'algoritmo del *bidirectional line*. Si osserva come i profili siano acquisiti quasi parallelamente tra loro prevedendo una densità di misure maggiore lungo linea rispetto alle misure interlinea.

Come detto in precedenza tali distanze tra i punti di misura non sempre vengono rispettate in fase di acquisizione. Di conseguenza anche per il set di dati utilizzato in questo lavoro, si è tenuto conto della eventuale non regolare spaziatura tra i punti nella scelta dei parametri richiesti per l'operazione di *gridding*

Il metodo di interpolazione scelto rientra nell'ambito delle tecniche di interpolazione che utilizzano le funzioni *spline*. Al contrario delle interpolazioni polinomiali in cui un unico polinomio viene utilizzato per tutto l'intervallo di definizione, le funzioni *spline* suddividono tale intervallo in sottointervalli, scegliendo per ognuno un polinomio di ordine non elevato (generalmente 3).

Esistono diverse funzioni *spline* che possono essere applicate, quali ad esempio quella cubica (minima curvatura), lineare o di Akima.

L'operazione di *gridding* tramite l'algoritmo di interpolazione del *bidirectional*, può essere suddiviso in due fasi principali.

La prima (Fig. 5.10) consiste nell'eseguire l'operazione di interpolazione nella direzione delle linee di acquisizione, in modo tale da ottenere i valori delle misure nei punti di intersezione tra le linee acquisite e le linee fissate dalla struttura del *grid*.

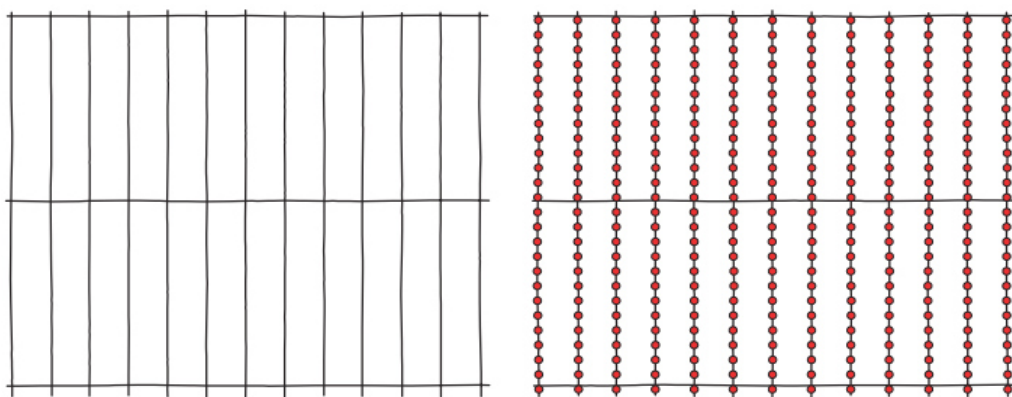


Figura 5.10 Prima fase dell'operazione di gridding applicata dall'algoritmo di interpolazione del bidirectional line. Il gridding è eseguito lungo le direzioni dei profili di acquisizione, associando i valori di potenziale all'intersezione dei profili con le linee fisse del grid.

La seconda fase prevede l'interpolazione a partire dai punti di intersezione per ogni linea lungo direzioni ortogonali alle precedenti, così da associare ad ogni punto richiesto dalla struttura del *grid* un valore, come mostrato in figura 5.11.

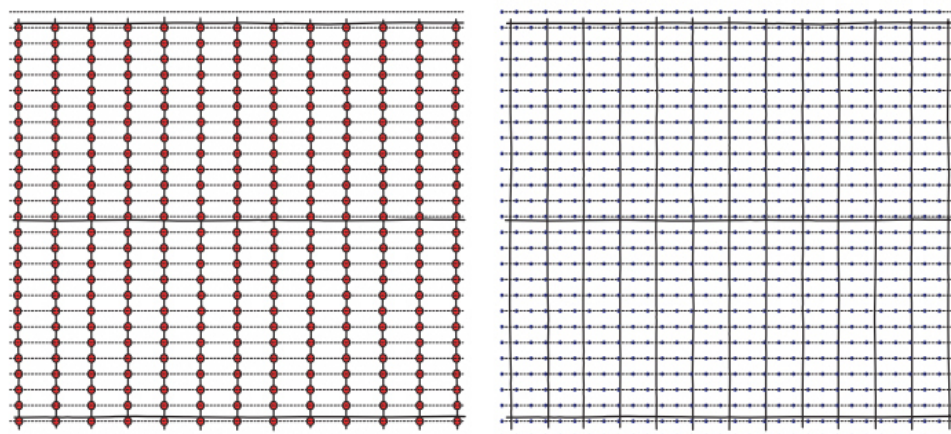


Figura 5.11 Seconda fase dell'operazione di gridding. L'interpolatore agisce ortogonalmente alla direzione dei profili di acquisizione.

Di solito l'acquisizione è eseguita cercando di orientare i profili ortogonalmente a quello che si pensa essere la direzione preferenziale delle strutture geologiche obiettivo dello studio. Quindi i *trend* geologici sono posti in evidenza dalla appropriata orientazione del *grid* e, di conseguenza, viste le caratteristiche dell'algoritmo, con la seconda interpolazione eseguita nella direzione perpendicolare alle linee acquisite, l'operazione di *gridding* si concentra proprio su tale *trend*.

L'algoritmo di interpolazione del *bidirectional* opera infatti in maniera più incisiva nella direzione perpendicolare alle linee di acquisizione lungo cui l'interpolazione ha un'influenza significativamente maggiore rispetto a quella lungo linea. Questa differenza di operato dell'algoritmo è conseguente all'assunzione di base per la quale si ha la maggiore densità dei dati lungo i profili, a differenza del minore campionamento nella direzione ortogonale.

L'utilizzo dell'algoritmo del *bidirectional* consente, inoltre, di applicare due diverse funzione *spline* nelle due direzioni lungo cui l'interpolazione è eseguita. Di conseguenza le due funzioni più adatte verranno scelte in base alle problematiche che il caso di studio presenta.

5.4.2.5 Le funzioni spline

Si parla di interpolazione quando, date $m+1$ coppie di valori (x_i, y_i) assegnati, si cerca una funzione $\Phi = \Phi(x)$ dipendente da x_0, x_1, \dots, x_m tale che $\Phi(x_i) = y_i$ per $i=0, \dots, n$.

I punti (x_i, y_i) utilizzati dalla procedura di interpolazione vengono definiti punti di supporto. Tali coppie possono essere misure di un fenomeno naturale oppure gli y_i potranno essere i valori assunti nei nodi x_i da una funzione f nota analiticamente. Nel primo caso si vorrà determinare una relazione quantitativa che descriva la legge del fenomeno in esame e che sia facilmente calcolabile. Nel secondo si cerca una funzione più semplice da trattare in sostituzione di f . Si parlerà di approssimazione polinomiale se Φ è un polinomio algebrico o un polinomio trigonometrico; approssimazione composita o mediante *splines* se Φ è solo localmente un polinomio.

In questo lavoro di tesi la creazione di *grid* ottenuti mediante interpolazione dei dati di potenziale spontaneo è stata effettuata scegliendo l'algoritmo del *bidirectional line*, come anticipato nel precedente paragrafo.

La scelta di tale algoritmo di interpolazione ha permesso di poter scegliere nelle due direzioni lungo cui l'interpolazione è effettuata, due diverse funzioni *spline*. In particolare nella direzione parallela alle linee acquisite è stata applicata la funzione cubica, mentre nella direzione ortogonale a questa si è scelta la funzione di Akima.

Le funzioni *spline* si basano sulla suddivisione della funzione da interpolare in sotto

intervalli, interpolando ognuno con una funzione polinomiale di grado non superiore a 3. Si ottiene quindi una interpolazione a tratti data da un insieme di funzioni definite localmente, opportunamente raccordate imponendo vincoli sulle singole funzioni (polinomi).

Nelle funzioni di interpolazione *spline* cubiche ogni intervallo considerato è interpolato mediante un polinomio di terzo grado, imponendo condizioni di continuità delle derivate prima e seconda.

In generale una funzione reale $s(x)$ viene chiamata *spline* cubica della $f(x)$ se $s(x)$ coincide con un polinomio $s_i(x)$ di grado 3 in ciascun intervallo $[x_i, x_{i+1}]$ e $s(x_i) = f_i$, per $i = 0, \dots, n$.

Imponendo queste condizioni si ottengono $4n - 2$ relazioni:

- $s_i(x_i) = f_i, s_i(x_{i+1}) = f_{i+1}$, per $i = 0, \dots, n - 1$,
- $s'_{i-1}(x_i) = s'_i(x_i)$, per $i = 1, \dots, n - 1$ derivata prima continua,
- $s''_{i-1}(x_i) = s''_i(x_i)$, per $i = 1, \dots, n - 1$ derivata seconda continua.

Ogni polinomio $s_i(x)$ ha quattro incognite (i coefficienti del polinomio) per un totale di $4n$ incognite, mentre abbiamo soltanto $4n - 2$ vincoli ($2n$ per il passaggio per i punti dati, $n - 1$ per la continuità della derivata prima e altrettante per la continuità della derivata seconda). Poiché i coefficienti dei polinomi $s_i(x)$ sono $4n$, occorre imporre due condizioni aggiuntive al bordo, che vengono scelte caso per caso. Le due più utilizzate sono:

- $s''_0(x_0) = s''_{n-1}(x_n) = 0$ (*spline* naturale) che impone alla *spline* un andamento lineare vicino agli estremi,
- $s'_0(x_0) = f'(a), s'_{n-1}(x_n) = f'(b)$ (*spline* completa), che impone alla *spline* la tangenza alla $f(x)$ negli estremi, quindi noti i valori della funzione agli estremi cioè in $f'(a)$ e in $f'(b)$.

Per quanto riguarda invece la funzione di Akima, questa opera utilizzando solo i valori più vicini ai punti per determinare i coefficienti dell'interpolazione polinomiale. Di conseguenza, ogni punto dei dati in una *spline* Akima condiziona solo la porzione vicina della curva, di qui la sua caratteristica influenza "locale" nell'interpolazione.

Quindi non utilizzando una singola funzione interpolante e solo un limitato numero di

valori, questo metodo non introduce particolari artefatti nel risultato. Non necessita di grossi sistemi di equazioni, e per tale ragione risulta computazionalmente vantaggiosa.

L'andamento della curva interpolatrice passante per un dato punto, è determinato localmente dalle coordinate dei cinque punti vicini, dove il punto in questione ne assume la posizione centrale (Akima, 1970).

Si consideri un set di dati

$$s_i = s(x_i), \quad 1 \leq i \leq n \quad (5.5)$$

la funzione di interpolazione è definita

$$s(x) = a_0 + a_1(x - x_i) + a_2(x - x_i)^2 + a_3(x - x_i)^3, \quad x_i \leq x \leq x_{i+1} \quad (5.6)$$

Per determinare i coefficienti a_0, a_1, a_2, a_3 per ogni intervallo $[x_i, x_{i+1}]$ il valore della funzione s_i ed s_{i+1} e la loro derivata prima s'_i ed s'_{i+1} , sono calcolati usando i punti estremi dell'intervallo.

La derivata prima della funzione di interpolazione nel valore x_i è calcolata rispetto i quattro punti più vicini nell'intorno di x_i (cioè due per ogni lato). Scrivendo il rapporto:

$$d_j = \frac{s_{j+1} - s_j}{x_{j+1} - x_j}, \quad j = i - 2, i - 1, i, i + 1 \quad (5.7)$$

e scrivendo i coefficienti:

$$\begin{aligned} w_{i-1} &= |d_{i+1} - d_i| \\ w_i &= |d_{i-1} - d_{i-2}| \end{aligned} \quad (5.8)$$

La derivata prima della funzione interpolante s'_i è calcolata nel seguente modo:

$$s'_i = \frac{w_{i-1}d_{i-1} + w_id_i}{w_{i-1} + w_i} \quad (5.9)$$

Una proprietà della funzione interpolatrice di Akima è la sua non linearità (Akima 1970). Se $s_i = s'_i + s''_i \quad \forall i$, i valori interpolati, in generale, non soddisfano la condizione $s(x) = s'(x_i) + s''(x_i)$.

5.4.2.6 Risultati dei gridding dei dati

La prima fase nel *gridding* dei dati prevede di definire con precisione i limiti della superficie del *grid*. Essendo i dati di potenziale spontaneo georeferenziati, tali limiti corrispondono ai valori delle coordinate di latitudine e di longitudine minime e massime, mantenendo in questo modo la georeferenziazione dei dati interpolati anche all'interno del *grid*.

I parametri di base necessari all'operazione di *gridding* utilizzando questo particolare algoritmo, sono i seguenti:

- massima distanza interlinea: 150 metri

la scelta di tale parametro è fatta ricordando che la distanza tra le linee di acquisizione, in questo lavoro pari a 100metri, potrebbe non essere stata rispettata in fase di acquisizione, a causa, come anticipato in precedenza, di impedimenti di varia origine; qualora dei profili si trovassero ad una distanza maggiore di quella indicata come valore massimo, l'interpolatore assumerebbe come nulla la superficie tra le due linee di acquisizione;

- massima distanza tra punti lungo linea: 30 metri ;
- numero di celle aggiunte lungo linea: 1 ;

l'operazione di interpolazione richiede di estendere la dimensione del *grid* di un certo numero di celle, tale operazione è necessaria affinché si crei un *grid* di dati disposti con geometrie adeguate;

- funzione *spline* applicata ortogonalmente alle linee di acquisizione: Akima

tale funzione *spline* risulta in questo caso più adatta e più accurata della cubica, avendo l'importante caratteristica di agire localmente al punto considerato nell'interpolazione. Come spiegato nel precedente paragrafo, solo i cinque punti più vicini, con il punto in questione nella posizione centrale, vengono utilizzati nell'interpolazione. Quindi la scelta della *spline* di Akima è stata dettata dalla condizione del campionamento meno frequente nella direzione ortogonale ai profili, e quindi dalla necessità di utilizzare una funzione di interpolazione più efficace;

- funzione *spline* applicata lungo linea: cubica

la scelta di tale funzione interpolatrice è dovuta al campionamento più accurato in questa direzione; la densità di dati maggiore lungo linea consente di applicare la funzione *spline* cubica. Tale operato, cioè la scelta di due funzioni interpolatrici differenti nelle due direzioni, è tipico dell'algoritmo *bidirectional* scelto, il quale prevede che nella direzione lungo i profili sia stato eseguito un migliore campionamento;

- dimensione cella del *grid*: 5

questo parametro permette di regolare la distanza tra i punti della griglia lungo le direzioni x ed y ; in questo caso si è optato per il valore pari ad $1/4$ della minima distanza tra i punti di misura lungo i profili. Valori maggiori di 5 metri provocano effetti bordo più o meno evidenti.

Il risultato dell'operazione di *gridding* è mostrato in figura 5.12.

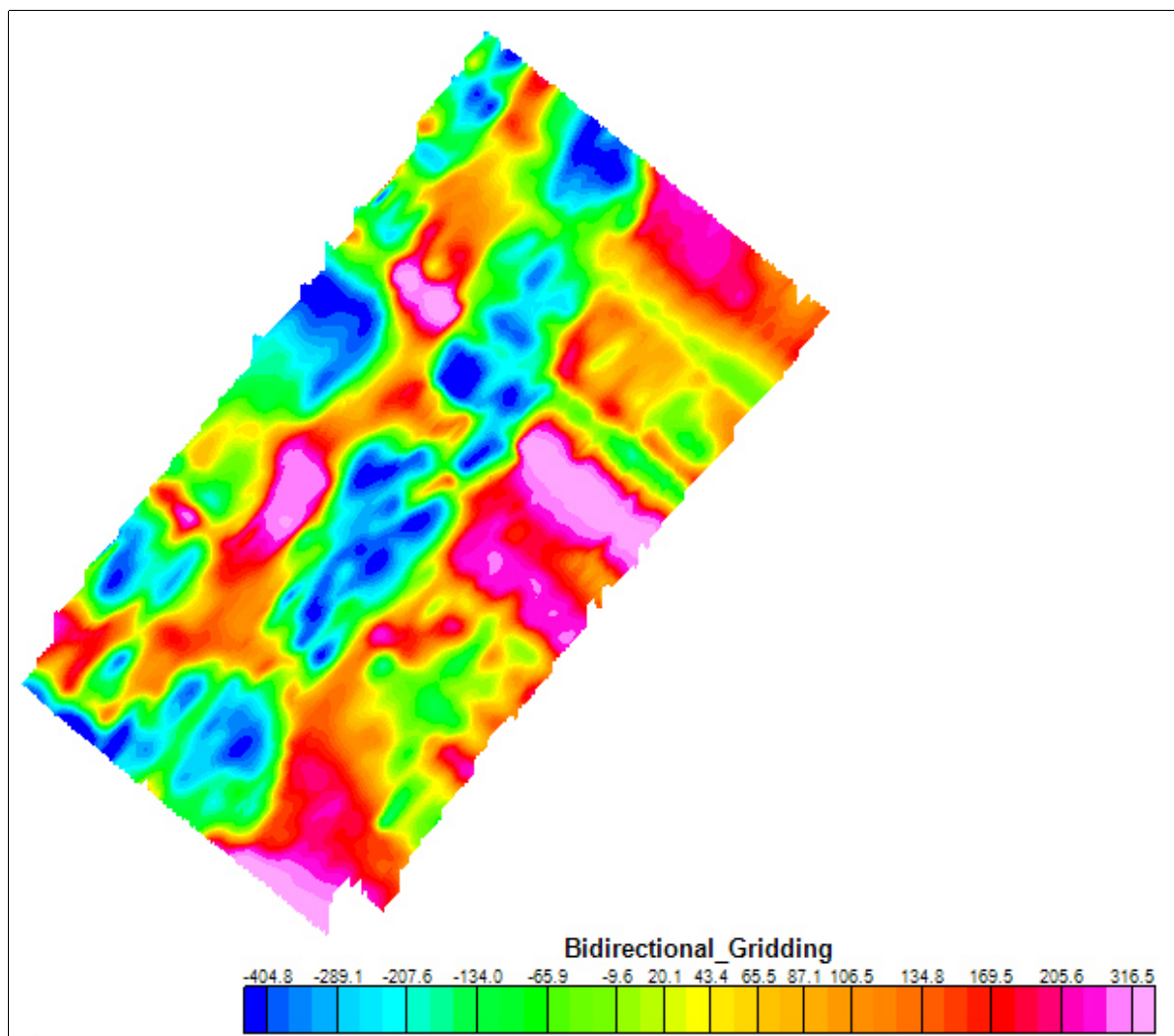


Figura 5.12 Risultato dell'interpolazione mediante algoritmo del bidirectional line. I dati di potenziale spontaneo fin qui elaborati, sono stati filtrati mediante FFT 1D con l'utilizzo del filtro passa basso di Butterworth.

5.4.3 Filtraggio FFT 2D sui grid

Una fase importante in questo lavoro di tesi riguarda i filtri 2D FFT eseguiti sul *grid* precedentemente creato. L'obiettivo è di ridurre gli effetti linea, migliorare il rapporto segnale/rumore, soprattutto della grande anomalia centrale, e filtrare il rumore che maschera il segnale utile nella parte dell'area ad est di tale anomalia, in corrispondenza del quale non è visibile alcun segnale di interesse (figura 5.12).

Inoltre si è cercato di delineare al meglio l'andamento e i confini delle anomalie per una più facile e corretta interpretazione

Questa fase di elaborazione dei dati di potenziale spontaneo, può essere suddivisa in

due parti: preparazione del *grid* per il filtraggio 2D FFT e la successiva fase del filtraggio effettivo.

5.4.3.1 Preparazione grid per elaborazione nel dominio FFT

Affinché i dati all'interno del *grid* possano essere successivamente elaborati nel dominio della trasformata di Fourier, ed in particolare della FFT (*Fast Fourier Transform*), è necessario adeguare il *grid* alle proprietà che le operazioni in tal dominio richiedono.

E' importante considerare che la *Fast Fourier Transform* lavora rapidamente sfruttando le simmetrie presenti nelle immagini di una certa dimensione, l'algoritmo lavorerà efficacemente sui dati quando entrambe le dimensioni dell'immagine saranno una potenza di due. Tale restrizione implica che le dimensioni della superficie del *grid* dovranno essere aumentate, e le aree aggiunte in questa fase ,dovranno essere riempite da dati sintetici.

Frequentemente nelle acquisizioni non tutta l'area investigata è coperta da dati, spesso le misure non sono acquisite con la regolarità prevista. Questo comporta la conseguente presenza di vuoti e di irregolarità ai bordi dell'area investigata, i quali dovranno essere anch'essi riempiti da dati sintetici.

Una volta conformata la dimensione del *grid*, applicando un'espansione quadrata o rettangolare, si presenta una ulteriore problematica. Le dimensioni finite della superficie del *grid* in aggiunta alla regolare spaziatura tra i dati adiacenti, punti della griglia, implica che la sequenza dei dati sia periodica e continua. Questa assunzione ha come conseguenza che i punti alle estremità est/ovest e nord/sud dei bordi del *grid*, risultino anch'essi collegati.

Per evitare che si creino irregolarità il *grid* viene espanso (minimo del 10%) utilizzando dei valori non eccedenti quelli all'interno del *grid* stesso. Operando in questo modo si avrà una continuità tra i punti coincidenti sui bordi opposti del *grid*, mantenendone la periodicità. L'operazione appena descritta è eseguita applicando l'algoritmo di massima entropia o il metodo del quadrato dell'inverso della distanza (*inverse distance squared method*).

Per questo lavoro di tesi, tenendo presente le problematiche appena descritte, si è scelto di espandere il *grid* del 20% applicando un'espansione quadrata del *grid* (che minimizza gli effetti bordo risultanti dal campionamento di anomalie con numeri d'onda differenti nelle

direzioni x ed y). L'algoritmo utilizzato è stato quello della massima entropia.

5.4.3.2 Filtraggio 2D FFT

Terminata la fase di preparazione del *grid* per il filtraggio nel dominio della trasformata di Fourier, si è proceduto, quindi, all'applicazione dei filtri.

Gli obiettivi principali del filtraggio FFT 2D sono stati di migliorare il rapporto segnale/rumore della grossa anomalia centrale ben visibile ed estesa per tutta la lunghezza del *grid*. Il medesimo obiettivo ha interessato le anomalie meno estese situate ad ovest dell'area indagata. Inoltre si è provveduto a filtrare il segnale che caratterizza l'area ad est di tale anomalia centrale, il quale risulta, come ben visibile in figura 5.12, apparentemente mascherato dal rumore.

Di seguito sono descritti i filtri, nell'ordine con il quale sono stati applicati, e i rispettivi risultati ottenuti.

1) Directional cosine

Le tecniche di filtraggio direzionale sono estremamente utili per evidenziare possibili strutture lineari allineate ortogonalmente alla direzione del filtro (Minty, 1991). Si è applicato, quindi, un filtro direzionale al fine di porre in risalto la grossa anomalia centrale, eliminandone gli effetti linea, e di evidenziare con lo stesso obiettivo, le anomalie osservate ad ovest.

L'area ad est, invece, è completamente mascherata dal rumore, quindi il filtraggio in questo caso è incentrato a ridurre tale *noise* per poter osservare il segnale, debole, che caratterizza tale area.

Si è proceduto applicando il *directional cosine filter*, non filtrando le lunghezze d'onda da eliminare, ma filtrando al contrario le lunghezze d'onda d'interesse. Il filtraggio è stato eseguito, infatti, con l'obiettivo di porre in risalto e osservare le lunghezze d'onda considerate rumore lungo linea, e successivamente, sottraendo al *grid* di partenza quest'ultimo.

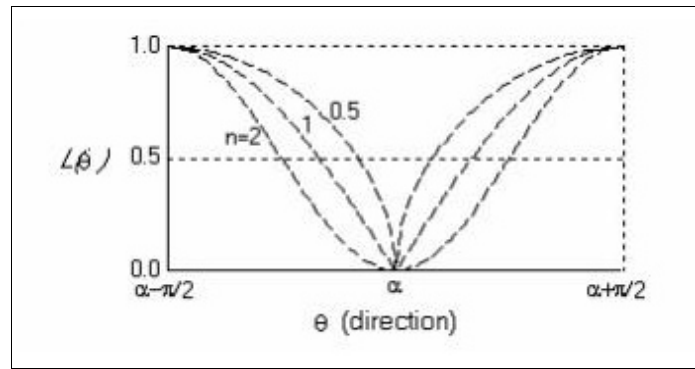


Figura 5.13 Directional cosine filter (da Geosoft Montaj).

Il filtro applicato ha la seguente forma:

$$L(\theta) = \left| \cos^n \left(a - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \quad \text{per rigettare la direzione lungo } a \text{ del filtro} \quad (5.10)$$

$$L(\theta) = 1 - \left| \cos^n \left(a - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \quad \text{per non rigettare la direzione lungo } a \text{ del filtro}$$

con a parametro del filtro chiamato *cut-off azimuth*. Risulta, quindi, essere la direzione lungo le linee di acquisizione dove sono poste in risalto le piccole lunghezze d'onda che saranno filtrate nella seconda fase.

Il *cut-off azimuth* è di 130° scelto tenendo conto dell'orientazione delle linee di acquisizione. Il secondo parametro necessario al filtraggio è l'inclinazione del filtro coseno, scelto pari a 2. Si è ritenuto necessario scegliere la massima energia del filtro per incidere maggiormente sulla rimozione successiva degli effetti linea posti in risalto in questa fase del filtraggio.

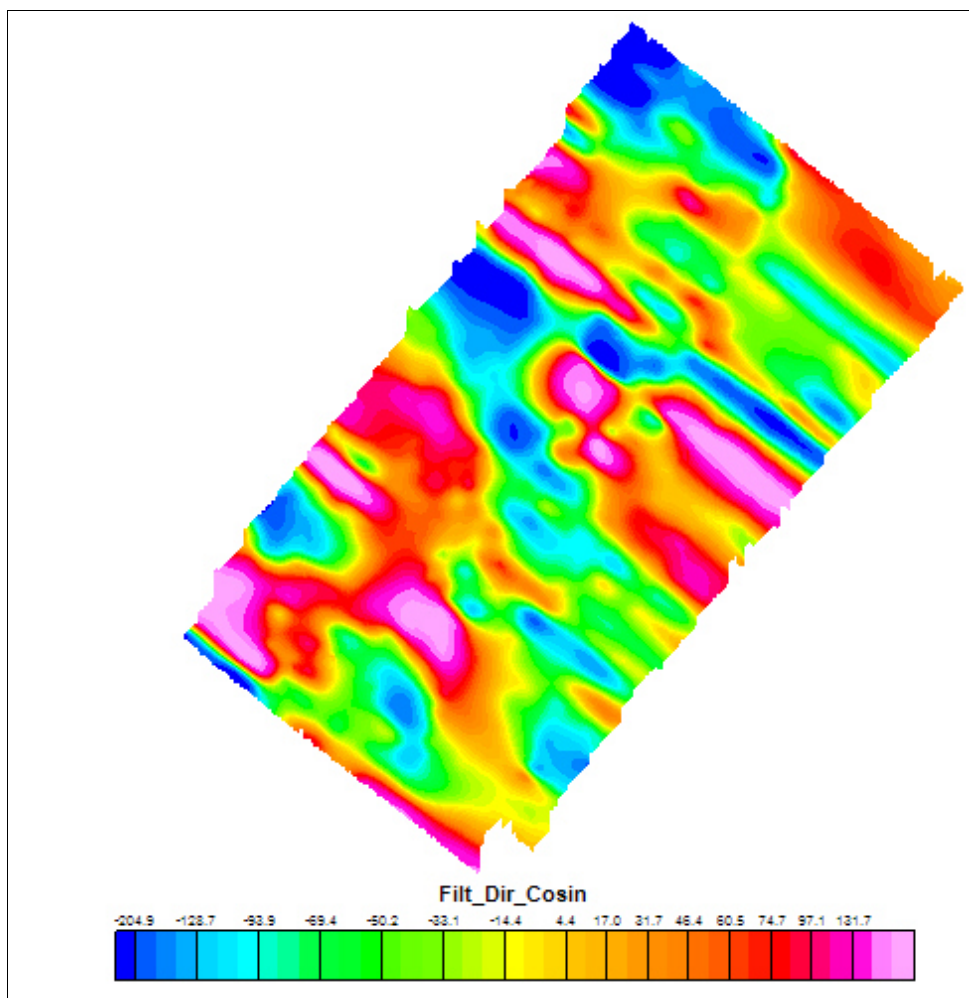


Figura 5.14 Grid risultante dall'applicazione del directional cosine filter. La direzione scelta è quella lungo i profili di acquisizione. Il filtro è stato applicato con l'opzione di filtrare le lunghezze d'onda d'interesse, ponendo l'attenzione quindi, sulle lunghezze d'onda che saranno eliminate nella successiva fase.

Il risultato del filtro è visibile in figura 5.15. Il *grid* conclusivo è stato ottenuto sottraendo il *grid* in figura 5.14, dove sono mostrate le anomalie con lunghezza d'onda ritenute rumore, al *grid* di partenza in figura 5.12.

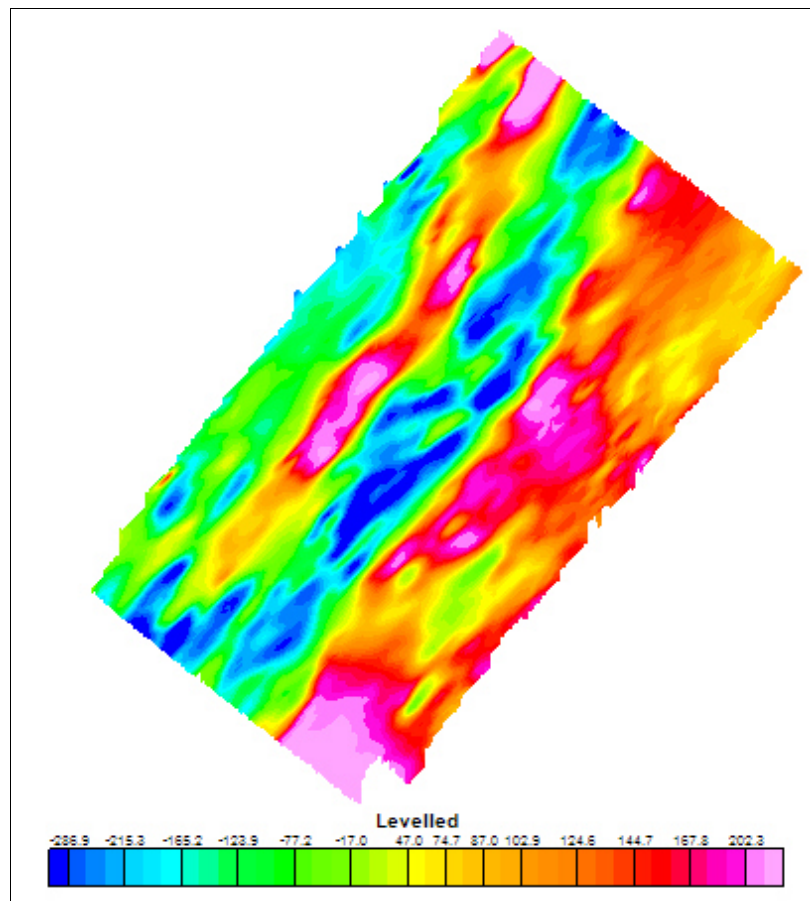


Figura 5.15 Risultato ottenuto dal *directional cosin filter*.

2) Derivata verticale

A questo punto del filtraggio 2D FFT, le anomalie ad ovest e la grande anomalia centrale, risultano ben definite. Il rapporto segnale/rumore è migliorato grazie all'applicazione del filtro direzionale, il quale ha ridotto gli effetti linea che caratterizzavano i dati, filtrando il rumore ad alta frequenza.

Risulta quindi necessario concentrarsi sull'area ad est del *grid* nel quale non sono stati evidenziati, fino ad ora, segnali di interesse. Al fine quindi di poterne osservare l'eventuale presenza, si è proceduto all'applicazione della derivata verticale la quale assume la funzione di un particolare filtro passa alto (come si è già visto nel paragrafo dedicato al filtraggio 1D).

Nell'elaborazione dei dati di campi di potenziale, la derivata verticale è spesso utilizzata per enfatizzare gli elementi ad alta frequenza utilizzando la derivata seconda per

un filtraggio più incisivo, mentre la derivata prima è applicata qualora la derivata seconda enfaticasse eccessivamente anche il rumore che affetta i dati. Non è, comunque, propriamente un filtro passa alto, in quanto l'utilizzo di ordini di derivazione bassi, pari ad 1 o frazionari, permette di enfaticare le frequenze più alte senza però applicare un filtraggio invasivo sulla banda di frequenze più basse (che in questo lavoro caratterizza il segnale di interesse). Con ordini di derivazione elevati (al massimo pari a 2) tale procedura fornisce i migliori risultati nel caso in cui il contenuto in frequenze non vari eccessivamente nello spazio, perché in caso contrario, con l'utilizzo di un solo ordine di derivazione per tutti i dati, si otterrebbero delle aree fortemente rumorose con il rumore enfaticato dalla derivata, ed altre aree del *grid* in cui il filtro ha smoothato eccessivamente riducendone i dettagli.

Per i dati di potenziale spontaneo si è scelto la derivata prima verticale, applicando la seguente formula:

$$F\left(\frac{\partial^n f}{\partial z^n}\right) = k^n F(f) \quad (5.11)$$

con F trasformata di Fourier, k numeri d'onda o frequenze e z direzione l'ungo l'asse verticale, orientato verso il basso, lungo cui è effettuata la derivata di ordine n

La derivata ha agito sulle sorgenti più superficiali che hanno generato l'anomalia in esame e si è applicato in aggiunta, un filtro passa basso con frequenza di taglio 75 (valore che è maggiore del doppio della distanza tra i dati lungo linea).

Il risultato, come si vede in figura 5.16, evidenzia la presenza di anomalie anche nell'area ad est, le quali risultano comunque meno estese di quelle osservate nella parte centrale e ad ovest dell'area studiata. Ulteriori anomalie ad alta frequenza vengono poste in evidenza in tutta la zona investigata.

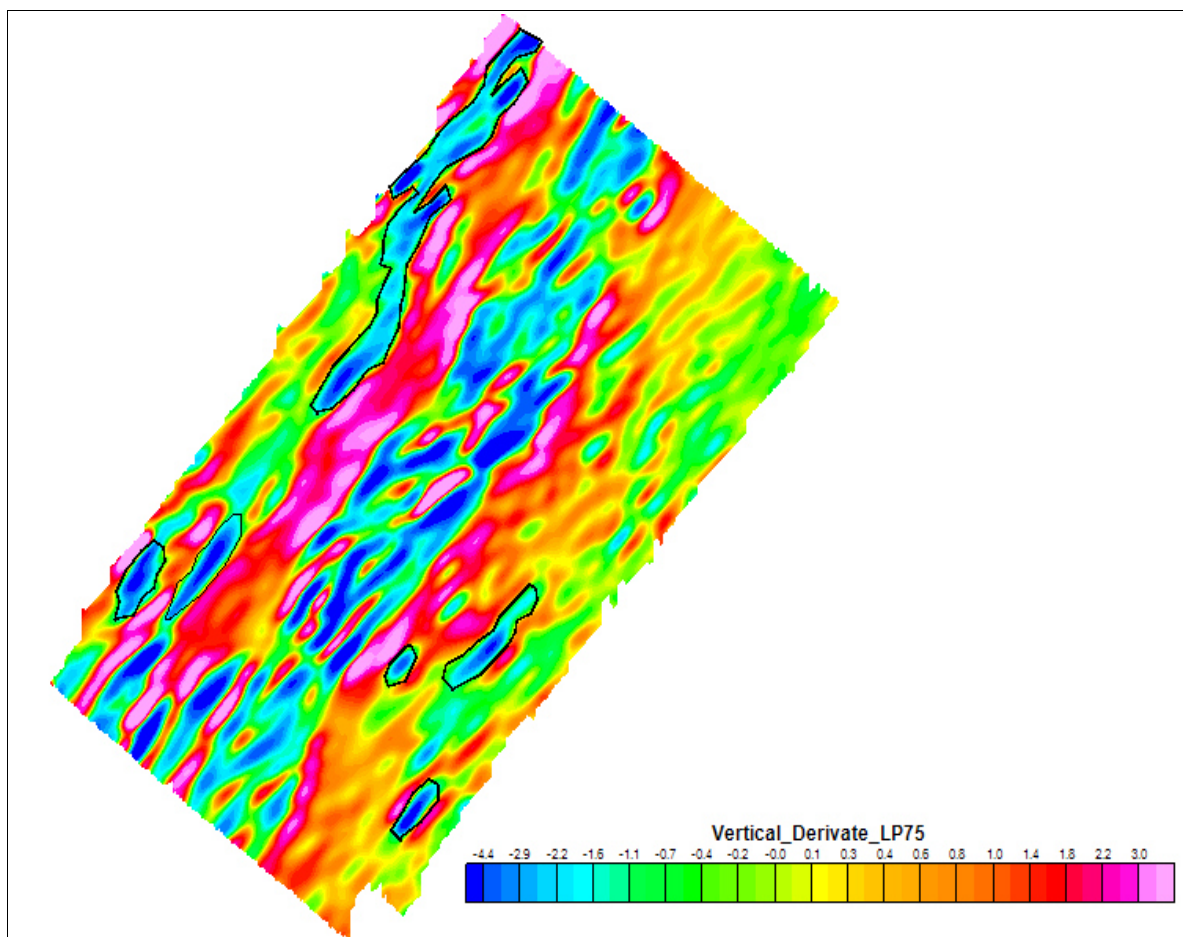


Figura 5.16 Risultato dell'operazione di derivata prima verticale applicata al grid di partenza in figura 5.12, a cui è stato applicato un ulteriore filtro passa basso. Si osserva come questa operazione ha posto in evidenza anomalie ad est dell'area investigata, prima totalmente nascoste dal rumore.

3) Gradiente orizzontale

Il gradiente orizzontale è utilizzato comunemente nel *processing* dei campi di potenziale, elettromagnetici e gravimetrici, per delineare importanti e netti gradienti sub-verticali di proprietà fisiche, come avviene in presenza di faglie (Cordell, 1979; Cordell and Grauch, 1985; Blakely and Simpson, 1986).

Questo metodo è sicuramente più incisivo nel delineare sia le sorgenti più profonde che quelle superficiali, al contrario della derivata verticale che si focalizza sulle sorgenti più superficiali a frequenza più alta, come visto nella precedente fase del filtraggio.

Si è scelto di applicare il calcolo del gradiente orizzontale nel caso dei dati di potenziale spontaneo, per verificare se vi fossero analogie e coerenza con i risultati fin qui

ottenuti nell'individuazione della distribuzione delle mineralizzazioni a grafite e le strutture tettoniche ad esse associate.

Un importante vantaggio nell'utilizzo di tale tecnica, risulta essere la minima influenza del rumore nei dati, in quanto è solo richiesto il calcolo della derivata orizzontale del primo ordine (Phillips 1998).

E' calcolato il gradiente orizzontale lungo le due direzioni x ed y , rispettivamente lungo i profili acquisiti e ortogonalmente a questi:

$$HGsp(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial sp}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial sp}{\partial y}\right)^2} \quad (5.12)$$

Date le caratteristiche dell'operazione del gradiente orizzontale, la mappa risultante è dal punto di vista interpretativo, di immediata analisi. Risulta infatti, come si osserva dalla mappa in figura 5.17, che i picchi positivi sono associati alle discontinuità più importanti. Confrontando gli allineamenti dei picchi positivi con i valori negativi del potenziale (figure 5.15 e 5.16) si osserva un'importante corrispondenza. Il gradiente orizzontale agisce infatti fornendo i valori massimi in corrispondenza di importanti cambiamenti nella magnitudo della grandezza fisica, i quali sono associati a confini geologici in prossimità, ad esempio, di strutture tettoniche quali faglie.

Una continuità nella magnitudo della grandezza in esame o minime variazioni di quest'ultima, si rispecchiano nei valori minimi che il gradiente calcolato assume in tali aree.

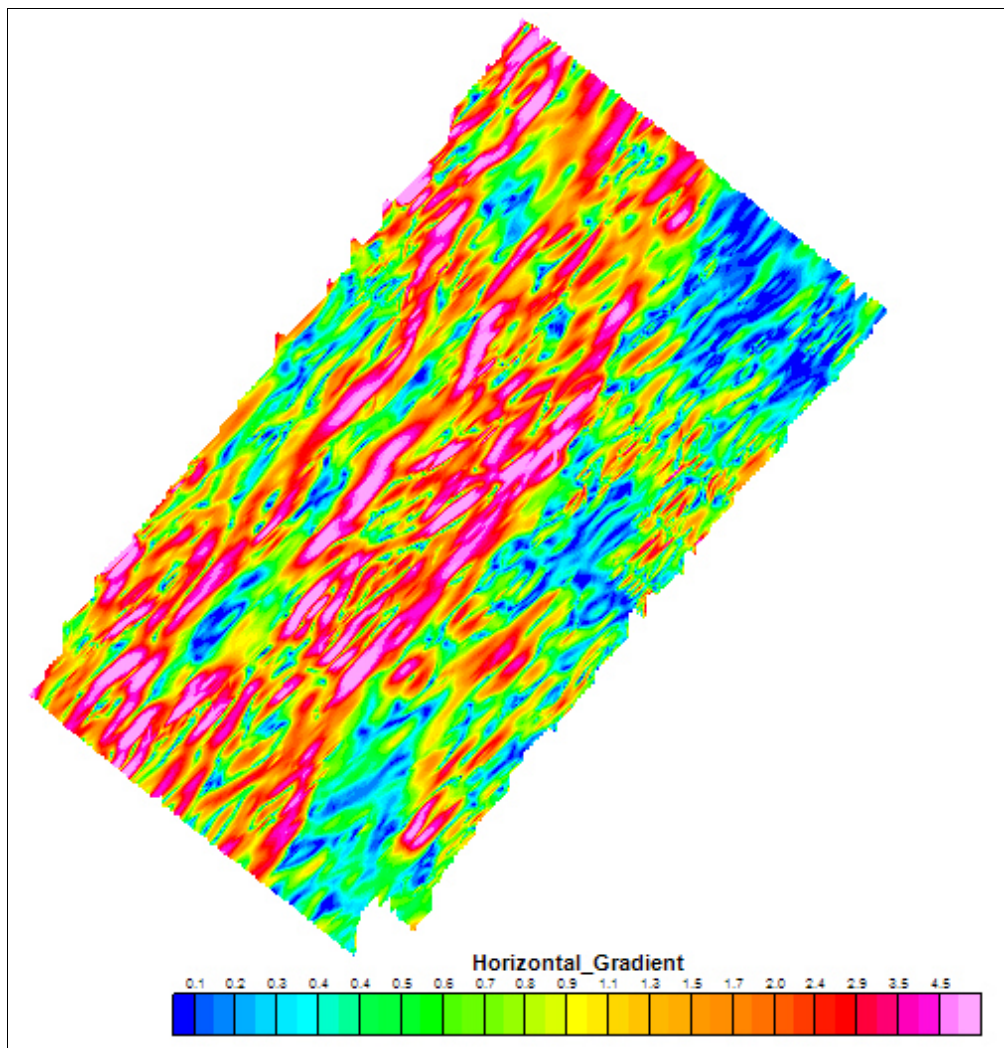


Figura 5.17 Grid ottenuto dall'operazione del gradiente orizzontale.

5.5 RISULTATI ED INTERPRETAZIONE QUALITATIVA

Nel paragrafo 5.4 sono state descritte le fasi di *processing* eseguite sui dati di potenziale spontaneo, acquisiti in un'area che come descritto nel paragrafo 5.2.1, è caratterizzata da zone di taglio all'interno delle quali si sono sviluppate mineralizzazioni grafittiche. Quindi l'origine del potenziale spontaneo negativo "anomalo" registrato nell'area di studio di questo lavoro, è da addebitare proprio alla presenza della grafite (*mineral potential*).

L'obiettivo finale è stato quello di interpretare le anomalie, la loro geometria ed orientazione nei *grid* cercando, se presente, una relazione con il sistema di faglie che interessa tutta l'area investigata. Le *shear zone* si presentano con una orientazione preferenziale da NE-SW.

In figura 5.18 si può osservare il *grid* generato interpolando i dati non filtrati, espressi in millivolt, a cui è stato applicato un *detrending* (residualizzazione) di ordine zero.

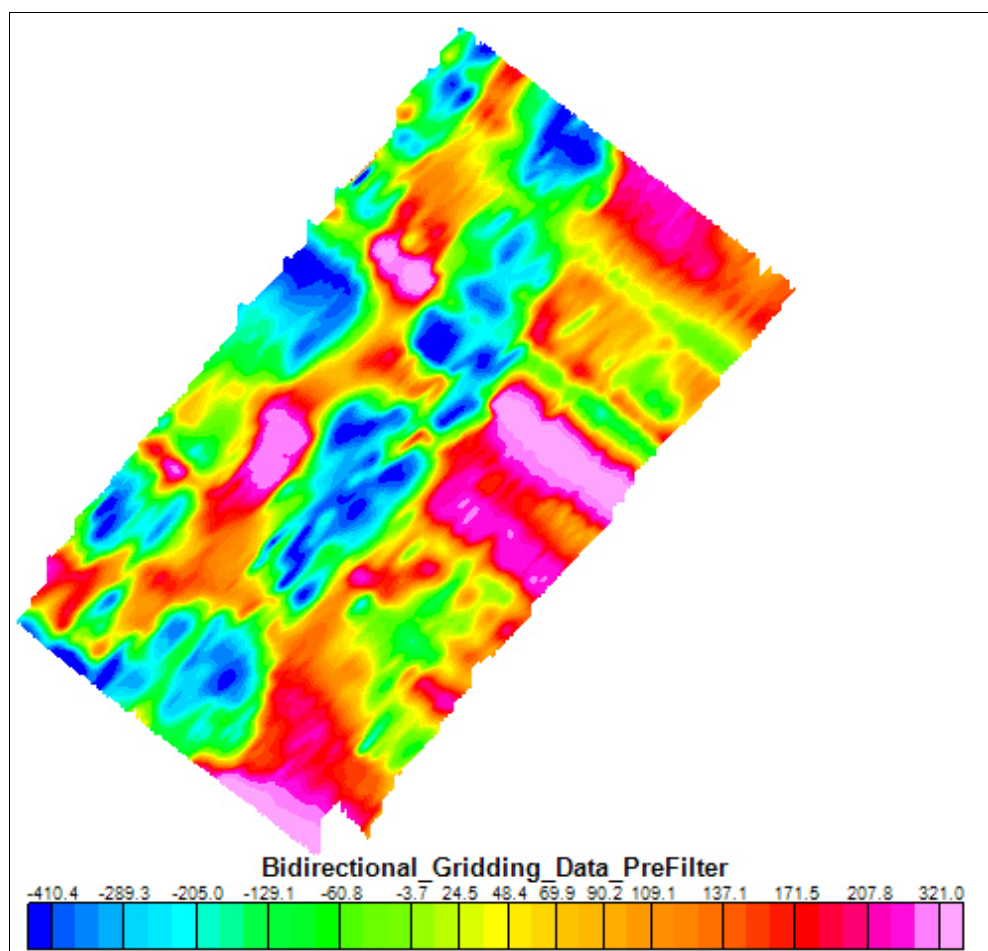


Figura 5.18 Grid ottenuto inserendo i dati in millivolt dei potenziali spontanei non filtrati.

In figura 5.19 è mostrato il *grid* ottenuto interpolando i dati precedentemente filtrati mediante il filtro passa-basso di Butterworth. Dall'analisi di tale *grid* è stata quindi impostata la successiva fase di *processing* con i seguenti obiettivi dell'interpretazione qualitativa:

- enfatizzare il segnale della grossa anomalia centrale che si sviluppa da nord a sud interessando l'intera lunghezza dell'area acquisita (in rosso in figura 5.19);
- migliorare il rapporto segnale/rumore delle anomalie minori in estensione, ed alcune anche in intensità, presenti nella zona ad ovest del *grid* (in nero);
- filtrare il *noise* presente in tutta l'area ad est della grande anomalia centrale nella quale risulta apparentemente assente il segnale di interesse.

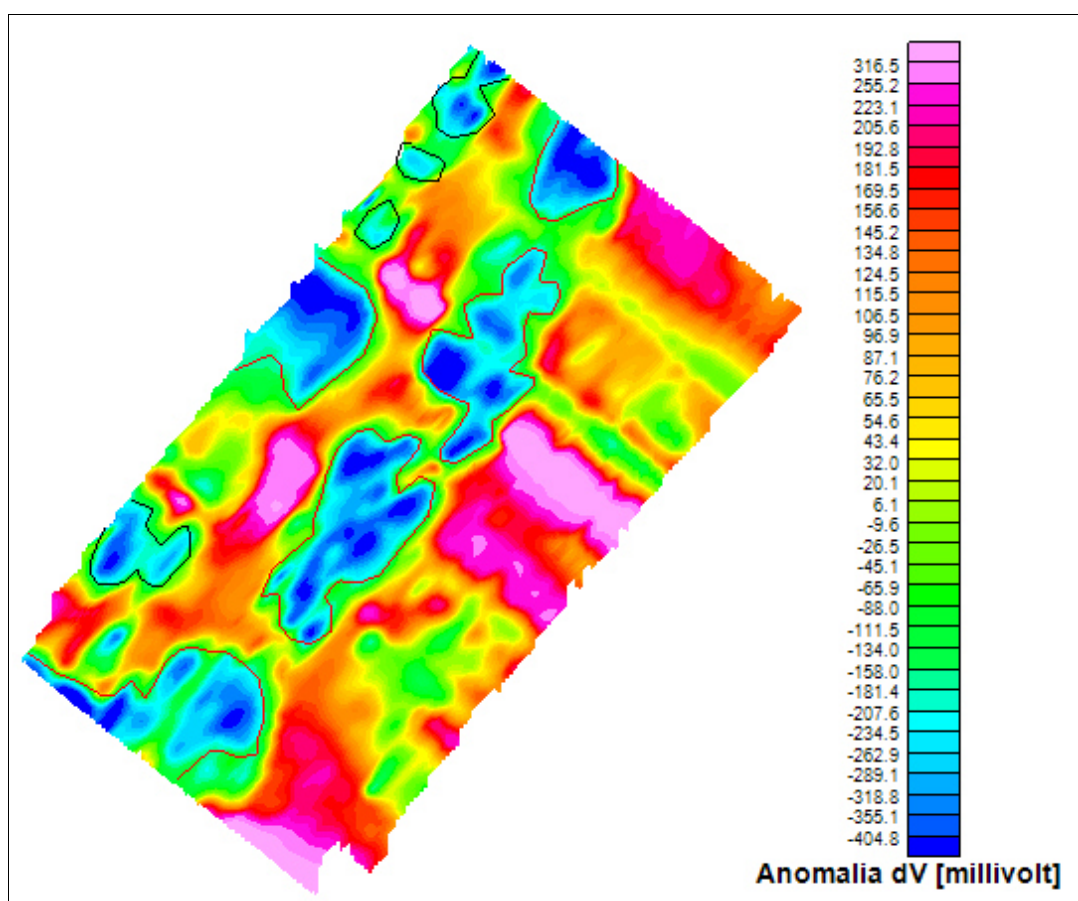


Figura 5.19 Risultato dell'interpolazione mediante algoritmo del bidirectional spline. In rosso limite delle anomalie maggiori in intensità ed estensione; in nero anomalie minori.

Il *directional cosine filter* è stata la prima operazione effettuata sul *grid* in figura 5.19. Tale operazione ha l'importante capacità di evidenziare possibili strutture lineari

allineate ortogonalmente alla direzione del filtro, migliorando anche la visualizzazione dei limiti delle anomalie. L'operazione ha migliorato il rapporto segnale/rumore e ha permesso di individuare in modo più definito e preciso le aree caratterizzate dalle anomalie negative.

Nulla è stato fatto invece per quanto riguarda le anomalie mascherate dal rumore nella larga zona ad est del *grid* (figura 5.20).

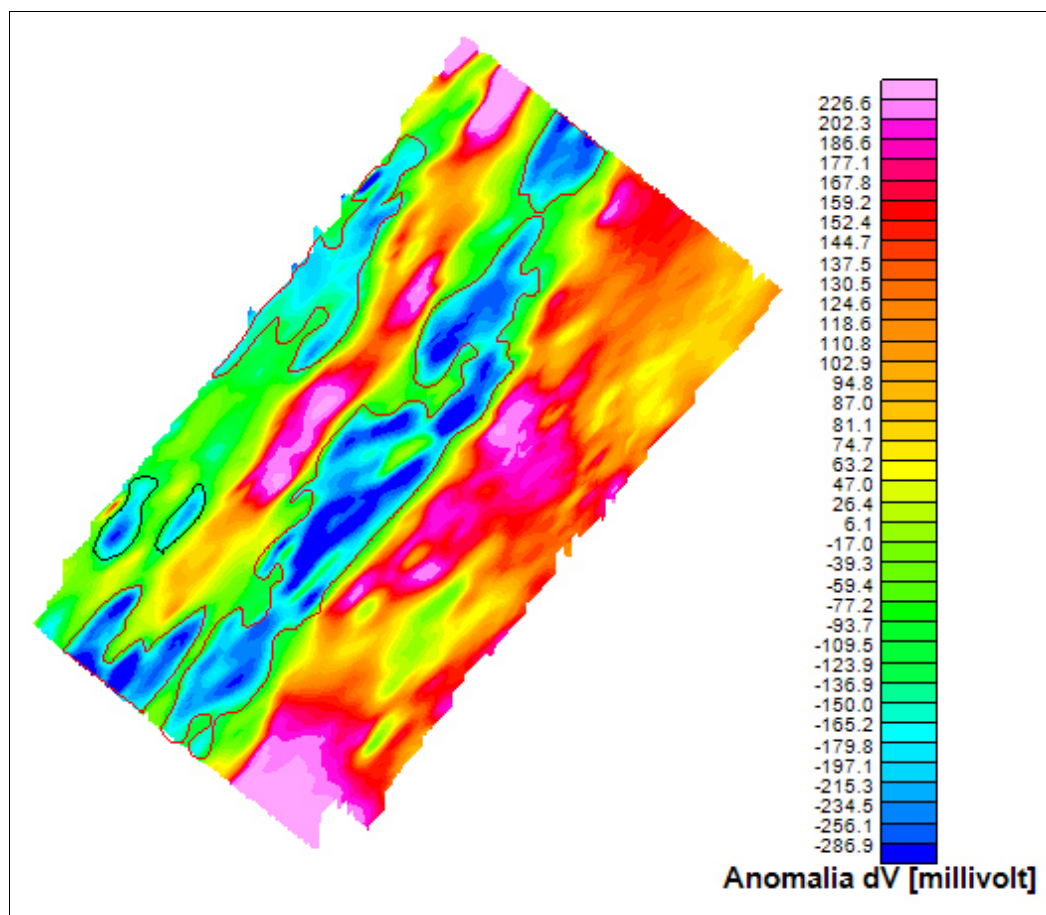


Figura 5.20 Grid ottenuto mediante il *directional cosine filter*.

A questo punto del *processing* è risultato importante porre l'attenzione sull'area ad est della zona di studio. La totale assenza di segnale di interesse lascia supporre che la frequenza di questa, qualora fosse presente, sia alta e comparabile a quella che caratterizza il rumore. Pur con le operazioni di filtraggio 1D e di filtraggio direzionale 2D, infatti, alcuna anomalia è stata osservata. Al fine di confermare tale ipotesi, si è eseguita l'operazione di derivata verticale del primo ordine.

La derivata verticale ha agito come un filtro passa alto, enfatizzando le frequenze più alte a cui è stato poi applicato anche un filtro passa basso con frequenza di taglio 75

(valore che è maggiore del doppio della distanza tra i dati lungo linea). Il risultato è visibile in figura 5.21.

Le anomalie negative ad alta frequenza sono state poste in risalto in tutta l'area di studio, ricalcando nella maggior parte dei casi le posizioni e le orientazioni delle anomalie a bassa frequenza precedentemente individuate. Seppure di limitata estensione, anche a sud-est del *grid* si sono osservate anomalie ad alta frequenza. In generale in tutto il *grid* tali anomalie si presentano con la medesima orientazione NE-SW.

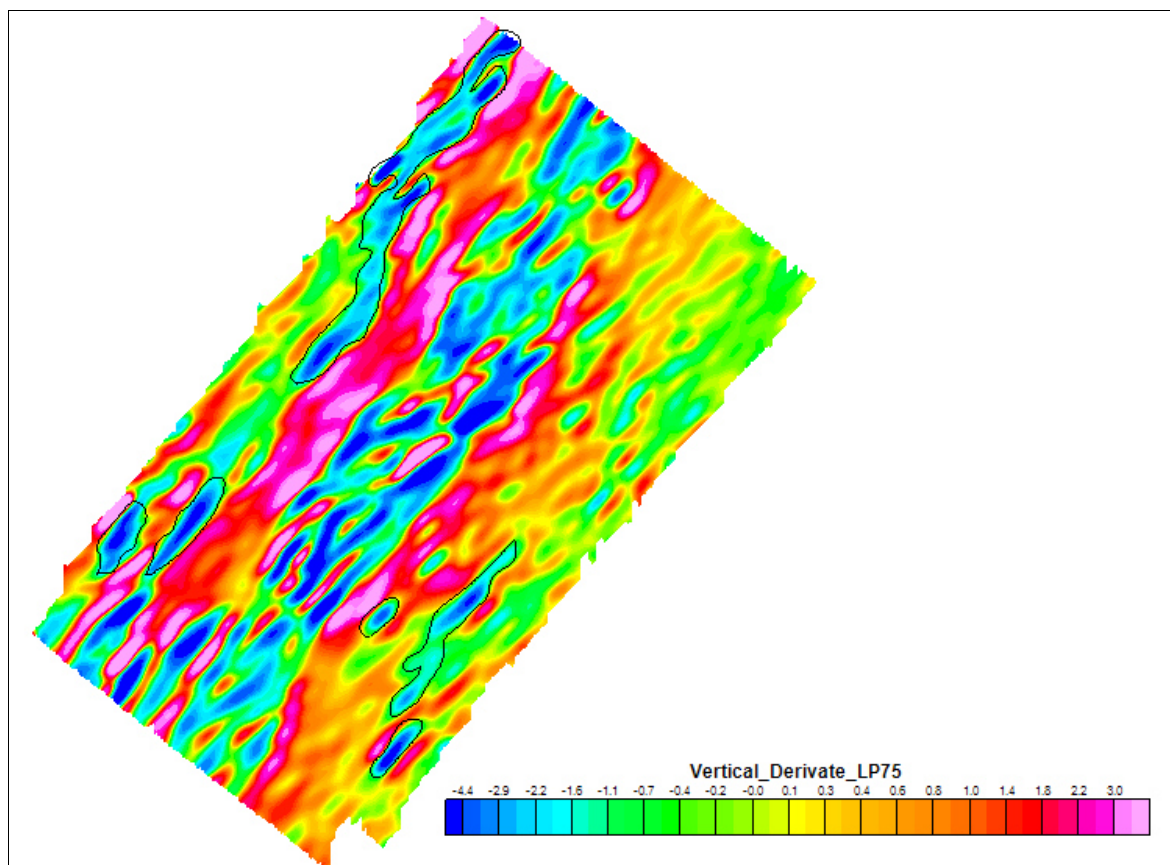


Figura 5.21 Grid ottenuto mediante applicazione della derivata verticale. In nero sono segnate le aree con anomalie ad alta frequenza poste in risalto esclusivamente in seguito a questa operazione.

E' possibile associare le alte frequenze, poste in risalto dall'operazione della derivata verticale, a sorgenti superficiali del potenziale spontaneo, e al contrario le basse frequenze alle sorgenti più profonde. In ogni caso tutte le anomalie negative osservate, indipendentemente dalla loro estensione e intensità, si sviluppano in direzione NE-SW.

L'obiettivo finale è stato di cercare una corrispondenza tra l'andamento e l'orientazione delle anomalie con il sistema di faglie e *shear zone* che interessano l'area di indagine.

Una interpretazione qualitativa è stata possibile confrontando i *grid* in figura 5.20 e 5.21 integrandoli con il *grid* ottenuto dall'ultima fase del processing nella quale si è calcolato il gradiente orizzontale dei dati.

Tale operazione agisce mettendo in risalto quelle che sono brusche variazioni e gradienti sub-verticali delle proprietà fisiche della roccia dovute ad interruzioni nella loro continuità, causate in questa area di studio dalla presenza di faglie e zone di taglio. Nel caso in esame la presenza di discontinuità nella roccia associate a strutture tettoniche, ha permesso la formazione delle mineralizzazioni di grafite che si sviluppano seguendo proprio tali strutture.

L'utilizzo del gradiente orizzontale si poneva quindi l'obiettivo di evidenziare tali importanti ed estese discontinuità per verificarne la coerenza delle orientazioni con quelle che ci si aspetta in tale regione.

Nel *grid* in figura 5.22 si può osservare come i picchi positivi siano associati all'aumentare del valore del gradiente calcolato, al contrario l'assenza o la presenza di minori discontinuità ne fanno diminuire il valore fino ad annullarlo in assenza di discontinuità importanti.

L'analisi di quest'ultimo *grid* identifica tre zone distinte all'interno delle quali si ha una predominanza di picchi positivi, centralmente e ad ovest del *grid*, ed invece uno ad est in cui vi è assenza o valori bassi del gradiente.

Si può osservare inoltre come vi sia un netto passaggio laterale tra la zona centrale in cui sono ben visibili i valori positivi del gradiente, ed invece la zona ad est caratterizzata da valori estremamente piccoli. L'operazione del gradiente orizzontale non ha quindi evidenziato in quest'area la presenza di importanti superfici di discontinuità. I picchi positivi sono rari e localizzati in zone poco estese, coerentemente con quanto avviene con la localizzazione delle anomalie negative, poste in risalto solo successivamente all'operazione della derivata verticale. L'assenza di piani di discontinuità, in questo caso *shear zones*, è posta in relazione alla conseguente assenza di mineralizzazioni di grafite che come detto in precedenza sono strettamente legate alle zone di taglio.

I picchi positivi nella zona centrale e ad ovest del *grid*, sono localizzati in aree circoscritte con geometrie allungate in cui si può osservare un'orientazione in direzione NE-SW.

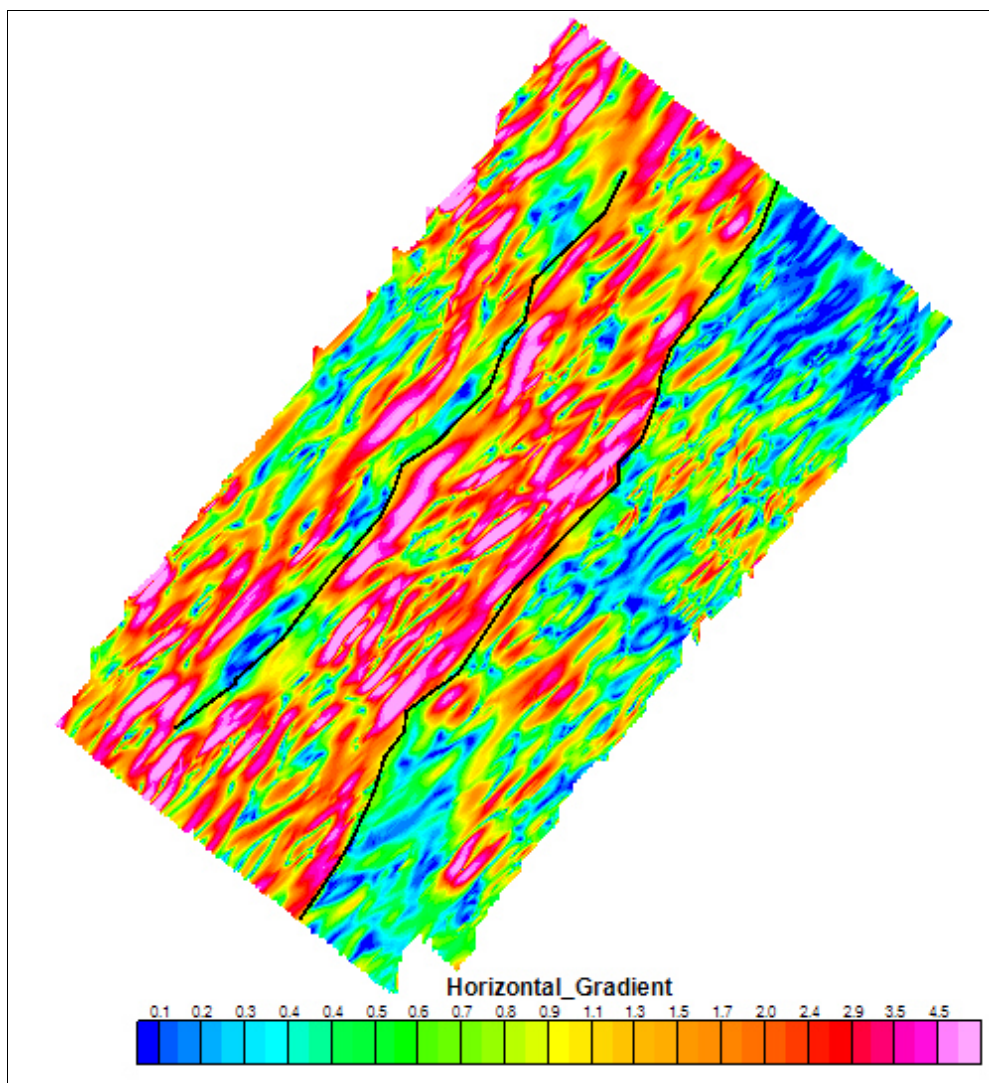


Figura 5.22 Grid ottenuto applicando l'operazione del gradiente orizzontale. Si individuano tre aree delimitate da bruschi cambiamenti laterali del valore del gradiente. In particolare i picchi positivi si presentano in tutto il grid all'interno di aree con geometrie allungate in direzione nord-est.

Questo risultato è concorde con quanto visto fino ad ora. Il *processing* ha infatti evidenziato e delineato due aree caratterizzate da importanti anomalie negative che hanno origine dalla presenza di mineralizzazioni di grafite (parte centrale e occidentale del *grid*). La posizione di questi corridoi mineralizzati e la loro orientazione nel *grid* è concorde con l'andamento dei picchi positivi del gradiente orizzontale calcolato.

Associando tale gradiente alla presenza di zone e soprattutto a piani di discontinuità all'interno delle rocce, ed in particolare a *shear zone*, si è trovata una conferma della corrispondenza con lo sviluppo di depositi mineralizzati a grafite, sorgenti del potenziale anomalo acquisito.

L'ultimo *grid* mostrato in figura 5.23 è il risultato dell'operazione della derivata verticale del primo ordine, come il *grid* in figura 5.21, visualizzato però in una tonalità di grigio. Agendo sulla diversa inclinazione e declinazione delle ombreggiature è stato visualizzato in modo tale da ottenere un effetto 3D, pur essendo un *grid* in due dimensioni. Questa visualizzazione ha permesso di individuare in modo più preciso i limiti delle zone caratterizzate da una forte anomalia negativa (le zone più scure nel *grid*), dove le variazioni laterali nel valore del gradiente di potenziale sono da associare alla presenza di discontinuità. Si è eseguito un confronto simultaneo tra il *grid* ottenuto dal gradiente orizzontale (fig. 5.22) e quello ottenuto dalla derivata verticale (fig. 5.21). Si è, inoltre, scelto di segnare in rosso quelle che si ipotizzano essere le superfici di discontinuità principali, all'interno del corridoio fortemente mineralizzato posizionato nella parte centrale del *grid*.

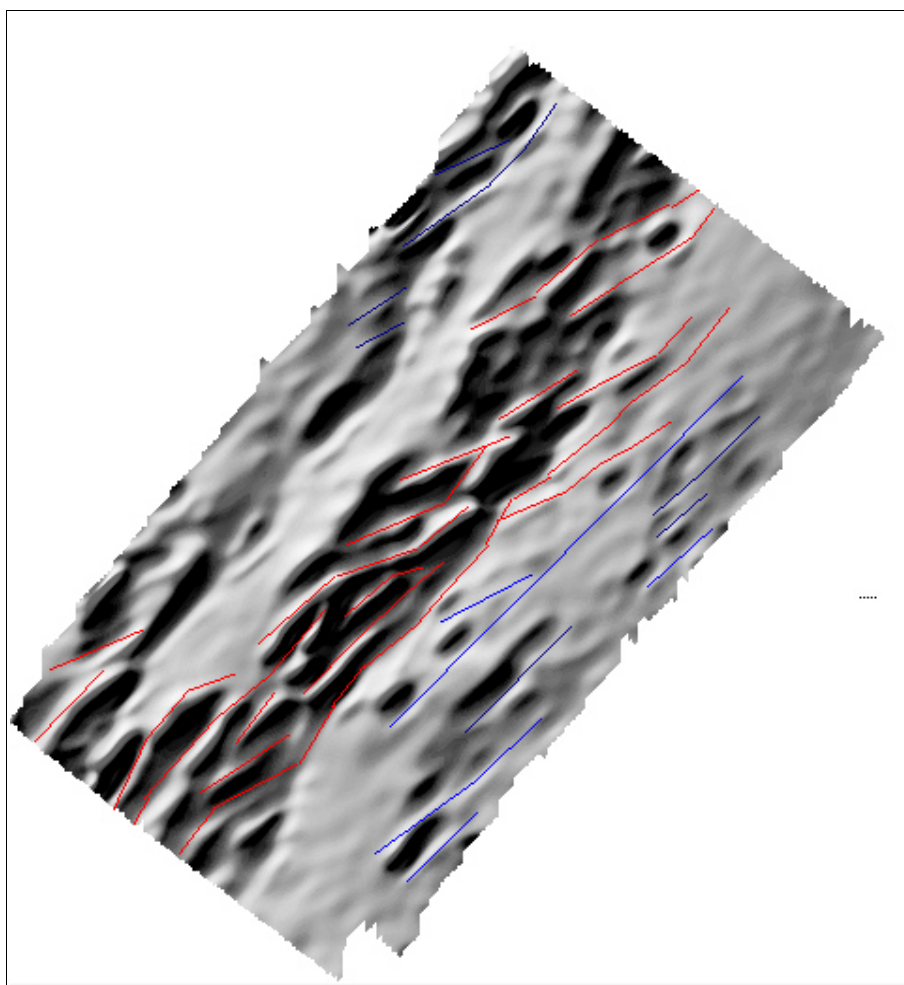


Figura 5.23 Grid ottenuto con l'operazione di derivata verticale e visualizzato in scala di grigio. In rosso sono segnati gli andamenti delle strutture tettoniche probabilmente associate alle mineralizzazioni di grafite più estese che hanno fornito importanti risposte in termini di potenziale spontaneo. In blu sono segnati gli allineamenti delle anomalie ad intensità minore e meno estese delle precedenti.

CAPITOLO 6

MODELLIZZAZIONE MEDIANTE IMPLEMENTAZIONE DELLA *CORRELATION IMAGING*

6.1 INTRODUZIONE

In questo capitolo si è affrontato il secondo importante obiettivo della tesi: lo studio e l'implementazione della metodologia di *modelling* della 3D *correlation imaging*.

L'obiettivo è stato di verificare come tale tecnica di modellizzazione potesse sostituire la metodologia della COP (*charge occurrence probability function*) dalla quale deriva, riducendo notevolmente la complessità e la velocità di calcolo.

È stato implementato, in Matlab, un codice che permette di ottenere un modello tridimensionale 'equivalente' utilizzando la tecnica di *Correlation Imaging* nel dominio della Trasformata di Fourier.

Il parametro che fornisce lo strumento di interpretazione è, come per la COP, il coefficiente di correlazione. Il risultato della correlazione 3D è utilizzato per descrivere la distribuzione del corpo sorgente dell'anomalia in termini di probabilità al variare della profondità.

L'implementazione e la validità della procedura è stata testata inizialmente con un modello sintetico, poi sostituito con i dati di potenziale spontaneo acquisiti in Ghana, precedentemente elaborati nel capitolo 5.

6.2 *FORWARD / INVERSE METHOD*

Lo studio della profondità, dei parametri e delle caratteristiche descrittive la sorgente generatrice dell'anomalia geofisica misurata, rientra nel campo della modellizzazione (*modelling*). Tale campo di studio prevede due possibili strade e metodi di approccio alla risoluzione del problema: *forward method* e *inverse method*.

Il primo consiste, in generale, nel modellizzare una possibile sorgente utilizzando, nel caso, le informazioni di origine geologica e/o geofisica fino a questo punto acquisite. L'anomalia calcolata dipenderà dalla sorgente creata e quindi dalla sua profondità e dai parametri impostati. Quindi l'anomalia calcolata è confrontata con l'anomalia misurata sul campo, modificando i parametri del modello affinché le due risposte raggiungano la

migliore corrispondenza. Si tratta quindi di un metodo indiretto nel calcolo dei parametri delle sorgente, mediante un procedimento di calcolo del tipo *trial-and-error*.

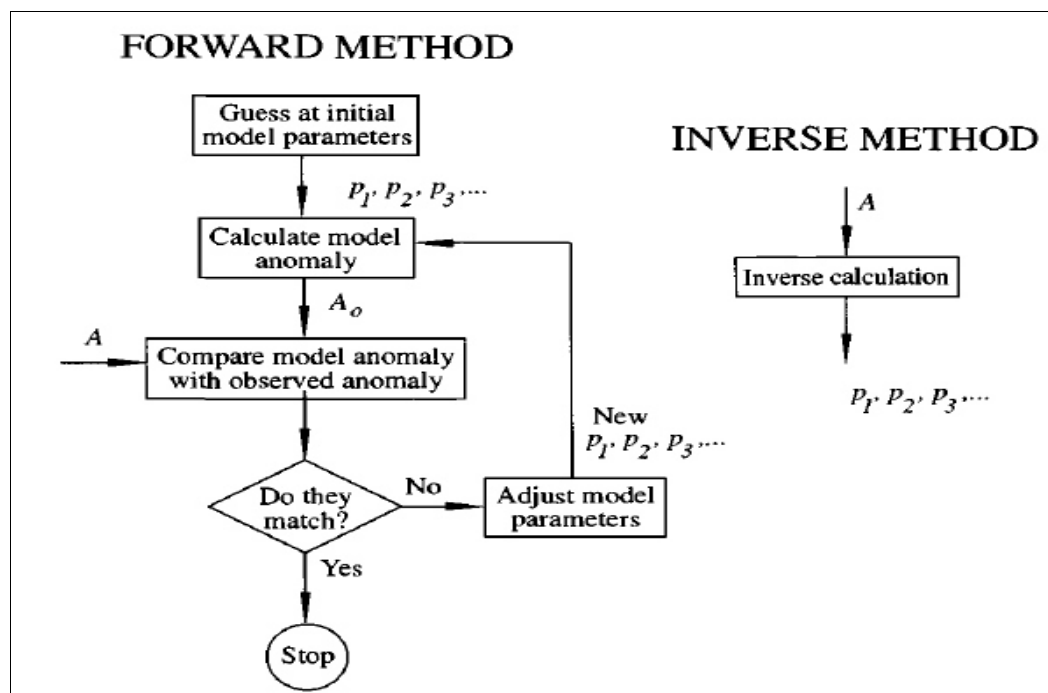


Figura 6.1 Possibili tecniche di studio ed interpretazione della sorgente dell'anomalia geofisica misurata. A_o ed A sono rispettivamente il campo anomalo misurato e quello calcolato; i parametri $p_1, p_2, p_3, \dots, p_n$ sono tutte le possibili caratteristiche della sorgente, come la sua profondità, spessore, densità, magnetizzazione, resistività eccetera.

La seconda strada, *inverse method*, prevede una conoscenza a priori di uno o più parametri della sorgente, calcolati automaticamente e/o direttamente dall'osservazione dell'anomalia misurata. È un metodo diretto che permette di conoscere i parametri che caratterizzano la sorgente direttamente dalle misure dei dati acquisiti.

In ogni caso il problema principale dell'interpretazione sta nella non unicità della soluzione ottenuta. Per tale ragione l'utilizzo di informazioni indipendenti inserite nel modello può ridurre le innumerevoli possibili soluzioni, tutte matematicamente corrette, fornendo un numero, seppur grande, di possibili soluzioni, ma accettabili anche da un punto di vista geologico.

Per meglio comprendere e mettere a confronto i due metodi, utilizziamo la seguente equazione, nota come equazione di Fredholm del primo tipo (Morse and Feshbach, 1953):

$$f(P) = \int_R s(Q) \psi(P, Q) dv \quad (6.1)$$

l'integrale è calcolato considerando R il volume occupato dalla sorgente, P è il punto di osservazione (x, y, z) posizionato sempre al di fuori di R , e $Q (x', y', z')$ è il punto di integrazione all'interno di R .

$f(P)$ è il campo di potenziale nel punto P , $s(Q)$ è la grandezza fisica che descrive la sorgente (densità, magnetizzazione, resistività eccetera) nel punto Q , mentre $\psi(P, Q)$ è la *Green's function* che dipende dalla posizione reciproca del punto di osservazione P e dalla posizione della sorgente in Q .

Il *forward method* prevede il calcolo della $f(P)$ quando sono noti $s(Q)$ e $\psi(P, Q)$ e il volume di integrazione R . Di conseguenza se sono perfettamente noti $s(Q)$, $\psi(P, Q)$ ed R , la $f(P)$ sarà determinata, fornendo un'unica possibile soluzione al problema.

L'*inverse method* inserisce nell'equazione 6.1 i valori di $f(P)$ misurati, calcolando $s(Q)$ o R . Presenta, rispetto al *forward method*, alcune problematiche, non affrontate in questa sede, quali la non unicità e l'instabilità della soluzione.

Approfondendo l'analisi nel campo della metodologia dei potenziali spontanei, con gli anni sono state studiate ed implementate numerose procedure di *modelling* che hanno seguito diverse strade ed approcci.

Di seguito sono riportate le principali metodologie di interpretazione nel campo dei potenziali spontanei:

- nomograms/analytical signal (dominio di Fourier): Paul, 1965; Bhattacharya and Roy, 1981; Murty and Haricharan, 1985; Yungul, 1950; Agarwal, 1984;
- metodo della cross correlazione: Patella, 1997a;b; Revil *et al.* 2001; Iuliano *et al.* 2002;
- enhanced local wavenumber (ELW): Thurston and Smith; Srivastava and Agarwal (2009);
- deconvoluzione di Eulero: Reid *et al.* 1980, Mushayandebvu *et al.* 2001; Agarwal and Srivastava, 2009;
- trasformata wavelet continua: Moreau *et al.*, 1997, Sailhac and Marquis, 2001; Fedi *et al.*, 2004, 2005; Cooper, 2006; Saracco *et al.*, 2004, 2007; Crespy *et al.*, 2008;

Mauri *et al.*, 2010; Fedi *et al.*, 2010;

- equazione non lineare nella forma $f(z) = 0$: Abdelrahman *et al.*, 2008;
- inversione: Jardani *et al.*, 2007; Linde and Revil, 2007; Minsley *et al.*, 2007; Castermant *et al.*, 2008; Mendonça, 2008.

In questa tesi si è studiata la sorgente dell'anomalia di potenziale spontaneo acquisito in Ghana, mediante l'approccio del *forward method*, adottando la metodologia della 3D *Correlation Imaging* che ha come base teorica la COP (*charge occurrence probability function*) sviluppata da Patella (1997).

6.3 DALLA COP (CHARGE OCCURRENCE PROBABILITY) ALLA 3D CORRELATION IMAGING

6.3.1 Tomografia di probabilità 3D con dati di potenziale spontaneo (COP)

La COP (*charge occurrence probability function*) è una funzione elaborata da Patella (1997) con l'obiettivo di ottenere una tomografia di probabilità (*geophysical probability tomography*, GPT) sulle geometrie assunte dalle distribuzioni di cariche elettriche, considerate come sorgenti del potenziale spontaneo anomalo misurato. La funzione è definita, in generale, come una cross-correlazione, nel dominio spaziale, tra le componenti del campo elettrico osservato (E_x) e la *space domain scanning function* (SDS).

Lo sviluppo di tale metodologia è stata in principio pensata ed applicata per dati di potenziale spontaneo e, successivamente, implementata anche per dati gravimetrici e magnetici, affinché la procedura si potesse adattare ad una interpretazione integrata di dati di diversa origine (Mauriello & Patella, 2001).

Va subito precisato che la tomografia di probabilità elaborata da Patella differisce dalle più classiche metodologie di inversione e *modelling* in quanto, al contrario di queste, non è possibile stimare i parametri e le caratteristiche fisiche della sorgente.

Il principale vantaggio della COP è che nell'impostazione del problema non necessita di informazioni a priori, inoltre il calcolo della cross-correlazione così come è impostata, determina anche una elevata velocità e facilità di calcolo.

Il limite principale della metodologia studiata da Patella è l'incapacità di distinguere strutture complesse della sorgente, quindi, geometrie articolate delle distribuzioni di cariche nel caso del potenziale spontaneo.

Le sorgenti studiate si presentavano, quindi, come corpi isolati e con geometrie semplici. Nella sua formulazione iniziale, infatti, la COP considerava la sorgente come un corpo costituito da un aggregato di "celle sorgenti", assimilabili nel loro insieme ad un polo (*source pole occurrence probability*, SPOP).

Il polo era quindi assunto come un corpo che racchiudeva tutte le caratteristiche fisiche della sorgente, con densità di carica costante nel caso di misure di potenziale spontaneo (densità di massa nella gravimetria e resistività nella geoelettrica).

Una formulazione successiva (Patella D. & Mauriello P., 2008a) considera l'azione simultanea di due sorgenti rappresentabili una come un polo, con le caratteristiche appena descritte, e la seconda come un dipolo (*source dipole occurrence probability*, SDOP). L'aggiunta del dipolo permette di considerare e simulare anche i confini del corpo, quindi con uno studio più approfondito nella modellizzazione della forma più articolata della sorgente.

A questo proposito Alaia *et al.* (2008, 2009) implementa la COP considerando la possibilità di modellizzare la sorgente dell'anomalia, non solo con un polo e un dipolo, ma estendendo lo studio utilizzando anche quadripoli e ottopoli, rispettivamente SQOP (*source quadrupole occurrence probability*) e SOOP (*source octupole occurrence probability*).

Riassumendo, si può affermare che tramite l'utilizzo di queste semplici sorgenti è possibile studiare in modo esaustivo e senza inserire informazioni a priori, la più probabile forma e posizione del corpo sorgente. Nella sua formulazione più recente, la COP mantiene per i poli e i dipoli la connotazione originaria, rappresentando rispettivamente il centro e i confini del corpo (con caratteristiche costanti, come la densità di carica elettrica), mentre i quadripoli e gli ottopoli servono per simularne forme più complesse, con limiti netti e più articolati.

Ritornando alla formulazione iniziale di Patella, di seguito ne viene brevemente descritta la base teorica per poter meglio introdurre, in un secondo momento, la *correlation imaging* utilizzata in questa tesi.

Si consideri un sistema di riferimento con origine degli assi in superficie, asse x corrispondente alla direzione dei profili di acquisizione e l'asse z diretto verso il basso, associandolo quindi all'asse delle profondità.

La funzione di cross-correlazione normalizzata che fornisce i valori della COP (*charge occurrence probability function*) è data dalla:

$$\eta(x_q, h_q) = \sum_{-\infty}^Q C h_q^{3/2} \int_{-\infty}^{+\infty} E_x(x) \mathfrak{I}_x(x - x_q, h_q) dx \quad \text{con } h_q > 0 \quad (6.2)$$

con $E_x(x) = \Delta V(x)/\Delta x$ campo elettrico generato dalla sorgente nel punto P in superficie, $\mathfrak{I}_x(x - x_q, h)$ è la *space domain scanning function* (SDS), h_q è la pseudo profondità della sorgente rispetto il punto di osservazione P , C è una costante pari a

$$C = \frac{2 * 2^{1/2}}{\left[\pi \int_{-\infty}^{+\infty} E_x^2(x) dx \right]^{1/2}} \quad (\text{la derivazione matematica è rimandata ai testi specifici, non sarà trattata in questa sede}).$$

Il coefficiente di correlazione, calcolato dell'equazione 6.1 sarà necessariamente:

$$-1 \leq \eta(x_q, h_q) \leq +1 \quad (6.3)$$

come conseguenza della disuguaglianza di Cauchy-Schwarz. Dipenderà dalla SDS, la quale è una semplice funzione algebrica contenente esclusivamente le coordinate della sorgente:

$$\mathfrak{I}_x(x - x_q, h) = \frac{(x - x_q)}{\left[(x - x_q)^2 + h_q^2 \right]^{3/2}} \quad (6.4)$$

x_q e h_q sono infatti le coordinate relative alla sorgente, al q-esimo accumulo di carica, mentre x è la coordinata del punto di osservazione P posto sul profilo di acquisizione in superficie.

La funzione SDS è riferita, in generale, ad un q-esimo accumulo di cariche di intensità Γ_q e posta a distanza \bar{r} dal punto di osservazione P , situato sulla superficie e che viene traslato nella direzione dei profili di acquisizione (asse x), dove per ogni punto sul profilo è calcolata la $E_x(x)$. Quindi nella 6.2 è considerato l'effetto complessivo sul punto P che gli

n-esimi accumuli di cariche elettriche determinano (sovrapposizione degli effetti). Ecco spiegata nell'equazione la sommatoria estesa a Q .

Il valore di h_q che compare sia nella SDS che nell'equazione della COP, non è la reale profondità (lungo la coordinata z), ma è una pseudo profondità calcolata mediante la formula di Pitagora $h_q^2 = y_q^2 + z_q^2$ con z_q profondità effettiva.

La *charge occurrence probability function* descritta va estesa al caso 3D e il risultato in questo caso, è una sovrapposizione di *grid* posti a diverse profondità (quindi al variare di h) e considerando sempre uno spazio omogeneo ed isotropo. Per ogni punto all'interno dei *grid*, viene calcolata la *charge occurrence probability function*, in funzione, quindi, della posizione della sorgente rispetto i vari punti di osservazione P , dislocati in superficie, dove sono stati misurati i valori di potenziale spontaneo ΔV .

Come anticipato nell'introduzione del paragrafo, il risultato di tale metodologia non prevede informazioni sulla sorgente che non siano strettamente legate alle sue coordinate e geometrie. Per tale ragione non è possibile in alcun modo conoscere le caratteristiche fisiche di quest'ultima, ma solo la sua più probabile posizione, profondità e geometria.

6.3.2 3D Correlation Imaging

In questo lavoro di tesi è stata implementata la metodologia della 3D *Correlation Imaging* applicata ai dati di potenziale spontaneo acquisiti in Ghana. La bibliografia riguardante tale procedura di *modelling* è riferita principalmente a studi nell'ambito della gravimetria e secondariamente della magnetometria.

Tale metodologia fonda le sue basi teoriche sulla COP descritta nel precedente paragrafo e quindi, come quest'ultima, non permette di conoscere in alcun modo le caratteristiche e proprietà fisiche della sorgente, ma può essere molto utile nella fase iniziale dell'interpretazione, quando non si è in possesso di nessuna informazioni a priori.

Rispetto alla tomografia di probabilità di Patella, la *correlation imaging* è una procedura più semplice che prevede meno passaggi e che fornisce risultati immediati.

Il parametro che fornisce lo strumento di interpretazione è, come per la COP, il coefficiente di correlazione. Il risultato della correlazione 3D è utilizzato per descrivere la distribuzione del corpo sorgente dell'anomalia in termini di probabilità.

A differenza della COP, che calcola una funzione di correlazione, la *correlation imaging* si pone l'obiettivo di calcolare la matrice di correlazione 2D normalizzata, tra i dati misurati e i valori del potenziale spontaneo che si misurerebbero in superficie se si posizionasse una ipotetica sorgente, a geometria nota, ad una certa profondità.

La correlazione è quindi eseguita tra i dati misurati del potenziale spontaneo ΔV_{obs} e quelli calcolati ΔV_{calc} .

Tale procedura risulta più vantaggiosa computazionalmente rispetto alla COP, in quanto la correlazione nel dominio dello spazio risulta essere equivalente, come si vedrà a breve, alla convoluzione nelle frequenze (riducendo la complessità e i tempi di calcolo).

Considerando sempre un semispazio omogeneo ed isotropo (visto che le caratteristiche di questo, come ad esempio la resistività, non rientrano nelle informazioni utilizzate dalla metodologia), la sorgente sarà posizionata a diverse profondità osservando la dipendenza che i valori del potenziale ΔV_{calc} , nei punti sulla superficie, assumono al variare della profondità della sorgente influenzando di conseguenza anche i risultati della correlazione.

I valori del potenziale calcolati in superficie sono, infatti, funzione della profondità della sorgente e variano come $f\left(\frac{1}{r^n}\right)$.

Nel campo dell'elaborazione dei segnali, la correlazione è un'operazione che viene utilizzata per ricercare il grado di somiglianza tra due segnali.

Considerando due generiche funzioni continue $g(t)$ e $h(t)$, la loro correlazione nei tempi è calcolata nel modo seguente:

$$\Phi_{gh}(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(t)h(t+\tau)dt \quad (6.5)$$

Il loro grado di similitudine viene quindi misurato eseguendo quattro fasi di calcolo:

- la funzione $h(t)$ viene traslata della quantità scelta τ che rappresenta uno *shift* del segnale sull'asse dei tempi;
- il segnale traslato $h(\tau+t)$ viene moltiplicato per il segnale $g(t)$;
- è calcolato l'integrale di $g(t)h(\tau+t)$ per un singolo valore dello *shift* τ , quindi è calcolata la correlazione dei due segnali per una singola traslazione;
- le tre operazioni precedenti sono eseguite per $\tau = 0$ e per tutti i valori positivi e negativi compresi nell'intervallo τ scelto.

Passando al caso discreto, l'integrale è sostituito dalla sommatoria e la formula della correlazione diventa:

$$[\Phi_{gh}]_j = \sum_{m=-\infty}^{+\infty} g_m h_{m+j} \quad (6.6)$$

La metodologia di *modelling* che sfrutta la *correlation imaging* utilizzata in questa tesi, prevede quindi che sia calcolata la correlazione 2D tra i dati misurati del potenziale spontaneo ΔV_{obs} e quelli calcolati ΔV_{calc} . I dati sono infatti organizzati in matrici e quindi la correlazione è calcolata nel caso discreto e bidimensionale:

$$[\Phi_{gh}]_{j,i} = \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N g(m,n) h(m+j, n+i) \quad (6.7)$$

L'operazione di correlazione non gode della proprietà commutativa, ma è possibile scrivere che $\Phi_{gh}(\tau) = \Phi_{hg}(-\tau)$, in particolare introducendo l'operazione di convoluzione:

$$y(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(\tau) h(t-\tau) d\tau = g(t) * h(t) \quad (6.8)$$

si può scrivere la seguente relazione:

$$\Phi_{gh}(\tau) = g(\tau) * h(-\tau) \quad (6.9)$$

Quindi osservando le due operazioni nei tempi, convoluzione nell'equazione 6.8 e di correlazione nella 6.5, è spiegata la 6.9 in quanto la correlazione può essere scritta come una convoluzione in cui la funzione $h(t)$ è invertita nei tempi.

A questo punto sfruttando il teorema della convoluzione, si può passare dal dominio dei tempi a quello delle frequenze, e viceversa. La convoluzione nei tempi di due funzioni corrisponde, nelle frequenze, al prodotto delle loro trasformate:

$$\begin{aligned} g(t) * h(t) &\Leftrightarrow G(f) H(f) \\ g(t) h(t) &\Leftrightarrow G(f) * H(f) \end{aligned} \quad (6.10)$$

Quindi utilizzando la relazione 6.9 che lega l'operazione di correlazione alla convoluzione, e considerando il teorema della convoluzione appena scritta, si può scrivere:

$$\Phi_{GH}(f) = F\{\Phi_{gh}(\tau)\} = F\{g(\tau) * h(-\tau)\} \quad (6.11)$$

Sfruttando la simmetria della FT in cui la trasformata di un segnale $h(t)$ reale diventa $H(-f) = [H(f)]^*$, la 6.11 diventa:

$$Corr(g,h) \leftrightarrow G(f)H^*(f) \quad (6.11)$$

con $H^*(f)$ complesso coniugato del segnale.

Utilizzando quindi la 6.11 con i dati di potenziale elaborati in questa tesi, come si vedrà nel paragrafo 6.3.2.2, la *correlation imaging* è stata applicata associando $G(f) = F\{\Delta V_{obs}\}$ moltiplicandolo con il complesso coniugato del segnale associato ai dati di potenziale calcolati $H^*(f) = F\{\Delta V_{calc}\}$.

6.3.2.1 3D Correlation Imaging: Implementazione con dati sintetici

La procedura della *correlation imaging* è stata testata su dati sintetici modellizzando la risposta in termini di potenziale di un modello costituito da un dicco verticale, un dicco inclinato con immersione verso sud e quattro sorgenti sferiche a profondità e diametri diversi.

Come descritto nel precedente paragrafo, la *correlation imaging* è calcolata nel seguente modo: $Corr(g,h) \leftrightarrow G(f)H^*(f)$. Quindi l'implementazione con i dati sintetici ha calcolato la convoluzione nel dominio delle frequenze tra $G(f) = F\{\Delta V_{model}\}$ e $H^*(f) = F\{\Delta V_{calc}\}$ dove ΔV_{calc} è la risposta in termini di potenziale generata da una sorgente sferica posta a diverse profondità.

Il *grid* del modello sintetico generato è di 256x256 nodi X-Y, con $dx = dy = 10m$. La risposta in superficie è visibile in figura 6.2, la figura 6.3 visualizza i corpi tridimensionalmente.

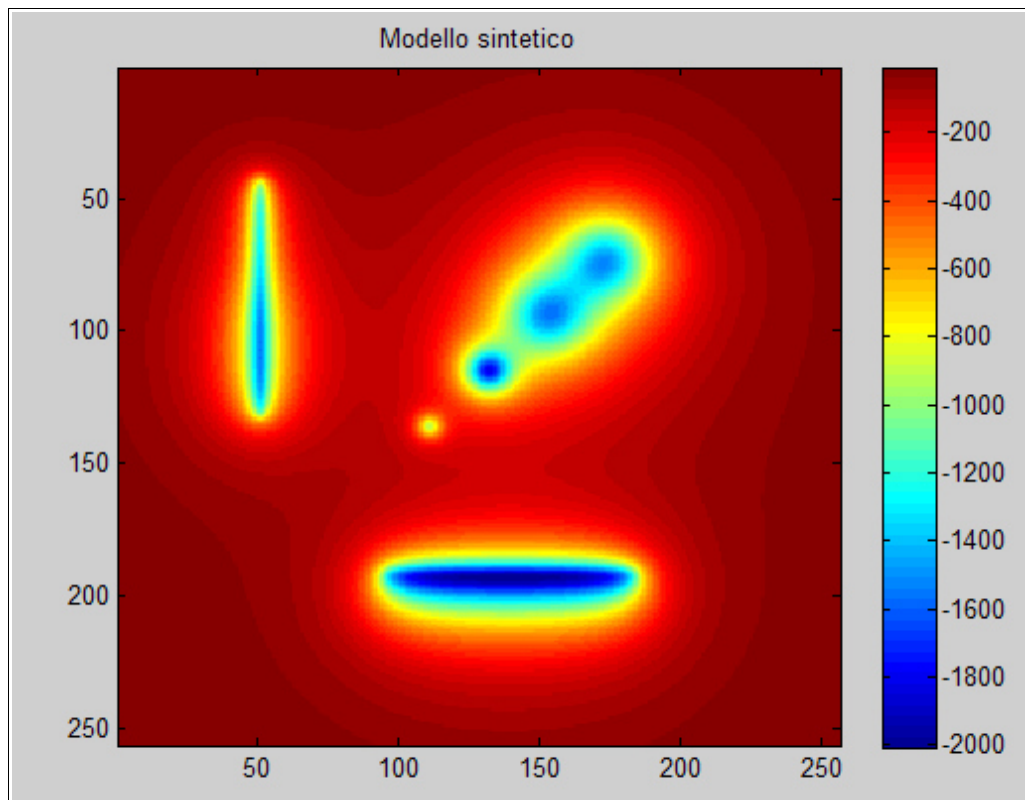


Figura 6.2 Grid modello sintetico. Risposta in termini di potenziale generato da un dicco verticale, un dicco inclinato, quattro sorgenti puntiformi a profondità diverse.

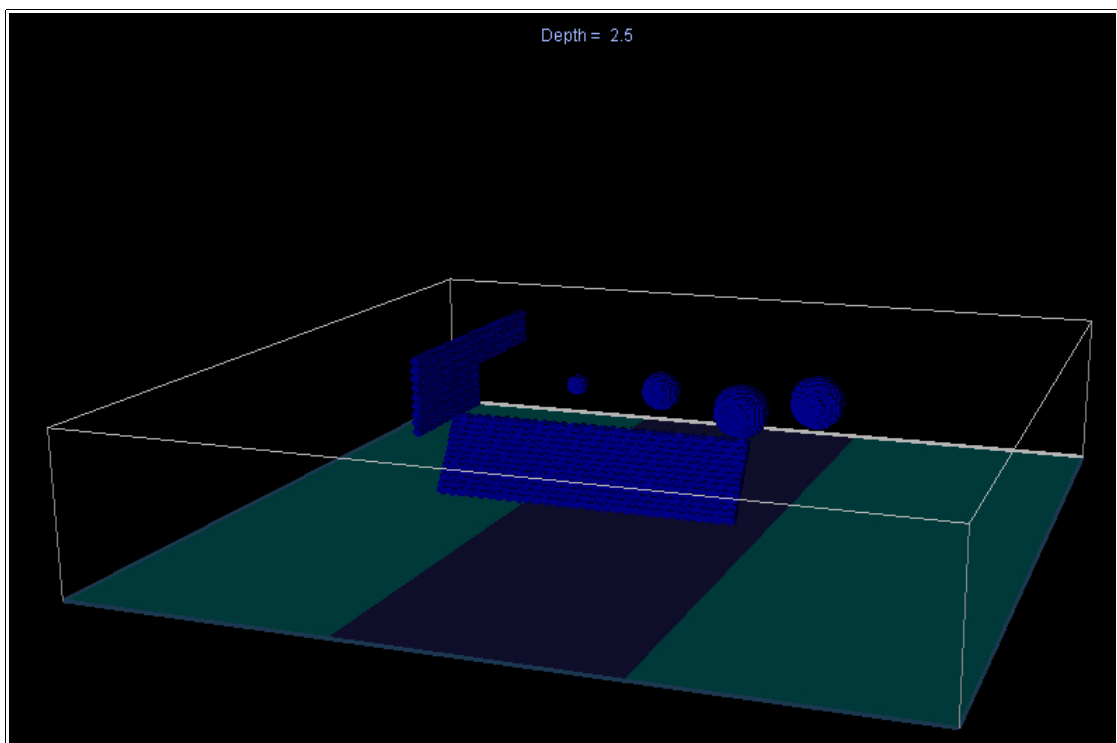
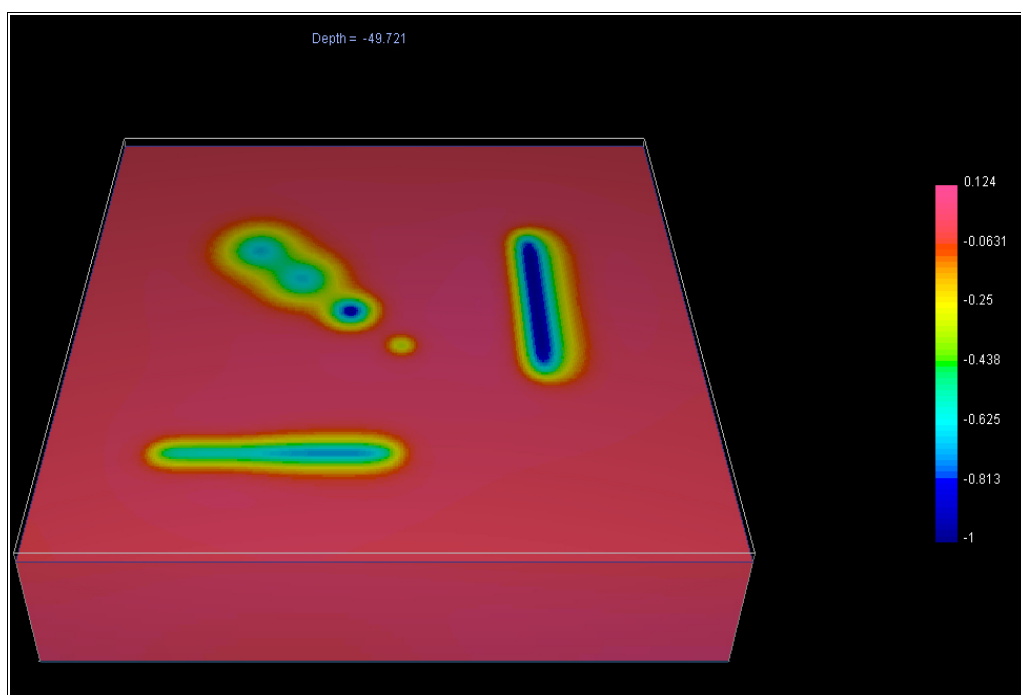


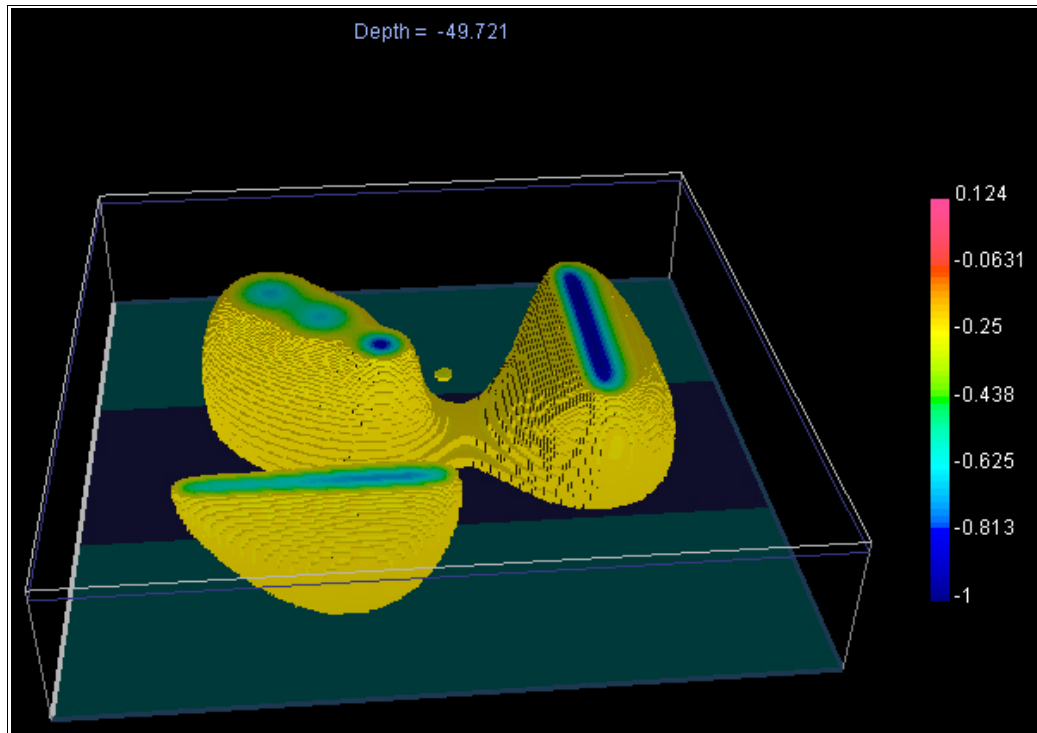
Figura 6.3 Modello sintetico con distribuzione nello spazio dei corpi sorgente.

L'implementazione della 3D *correlation imaging* con il modello sintetico creato, ha generato Nz matrici di correlazione normalizzati in corrispondenza degli intervalli di profondità che sono stati impostati. La massima profondità è stata fissata a 515m.

Il risultato 3D della correlazione alla profondità di 50m è visibile in figura 6.4. Si è, quindi, testata la procedura di *modelling* osservando come il risultato della correlazione fornisca la migliore corrispondenza esattamente dove sono posizionati i corpi del modello. L'obiettivo è stato, infatti, di osservare come opera la procedura della *correlation imaging* e se, come ci si aspetta, la migliore correlazione tra il modello e la sorgente sferica alle varie profondità, fornisca un corretto risultato proprio in corrispondenza della giusta posizione dei corpi del modello.



(a)



(b)

Figura 6.4 Risultato della 3D correlation imaging alla profondità di 50m, eseguita sul modello sintetico costituito da un dicco verticale, un dicco inclinato con immersione verso sud e quattro sorgenti sferiche a profondità e diametri diversi. Le due immagini mostrano il risultato di due diversi cut-off applicati ai valori della correlazione (a) nessun cut-off applicato; (b) cut-off = -0.2

La procedura è stata successivamente implementata aggiungendo del rumore al set di dati sintetici generati. In figura 6.5 si possono osservare le caratteristiche del rumore gaussiano aggiunto, ricreando quelle che sono le sorgenti di rumore che si possono osservare in un set di dati reali, con del rumore di *background* che normalmente interessa i dati acquisiti.

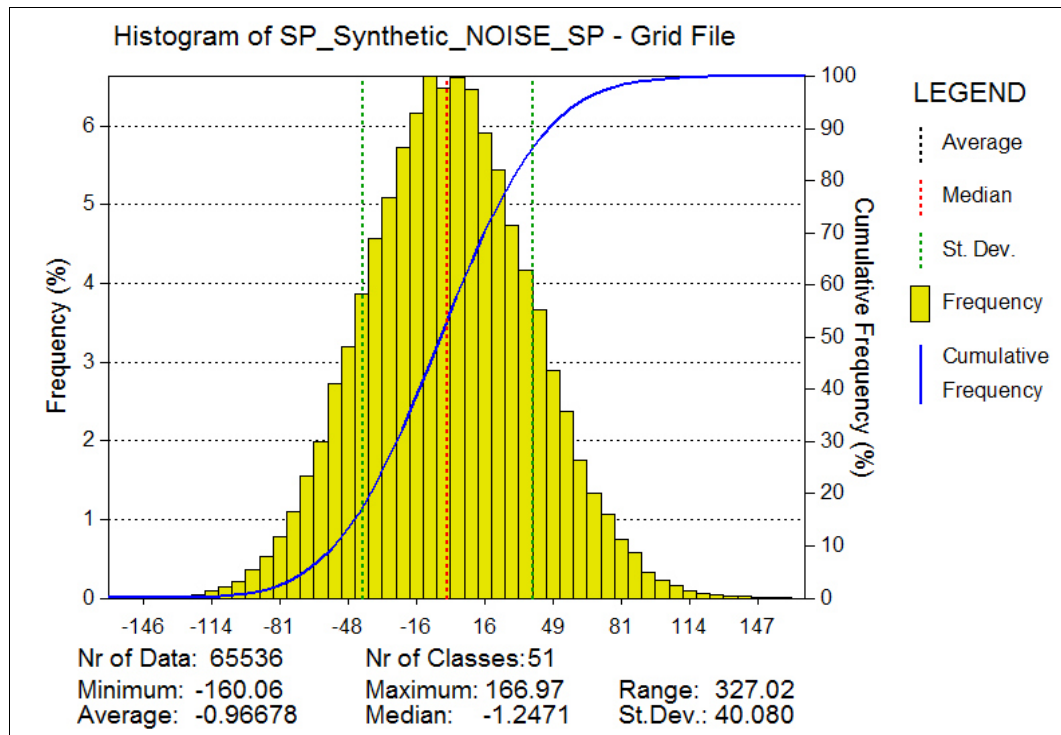
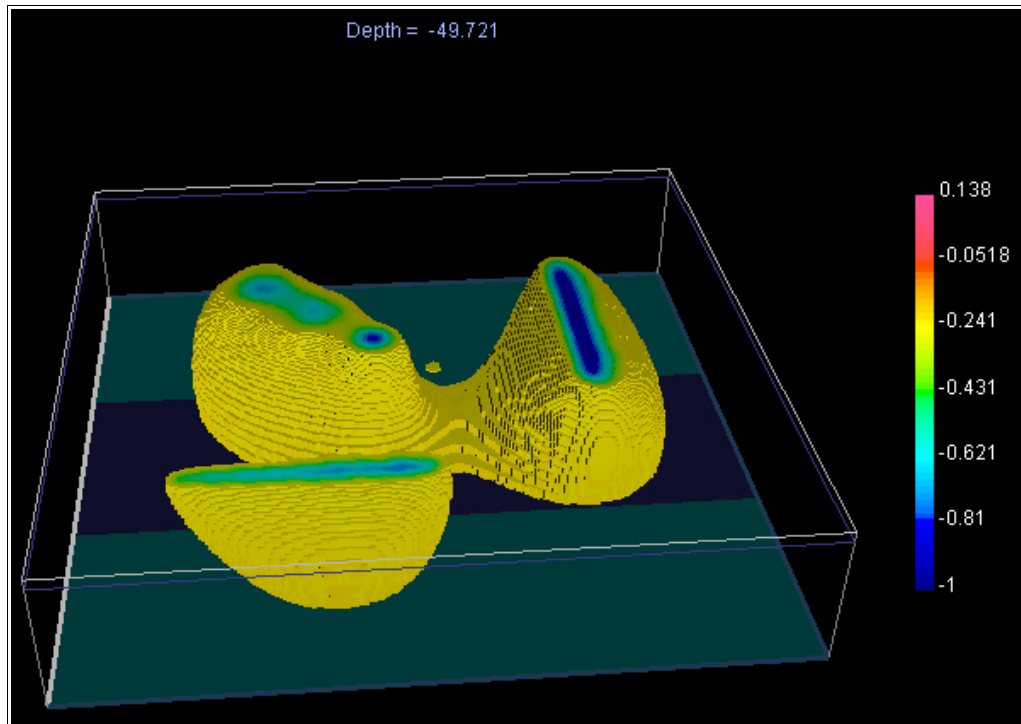
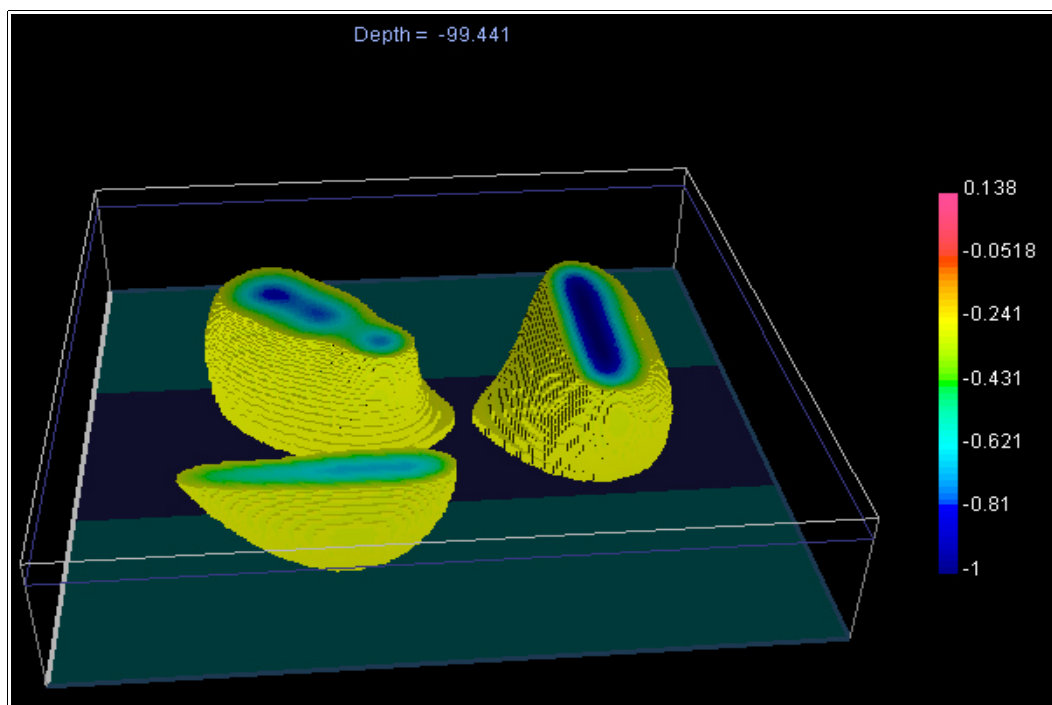


Figura 6.5 Istogramma delle caratteristiche del rumore gaussiano aggiunto al modello sintetico.

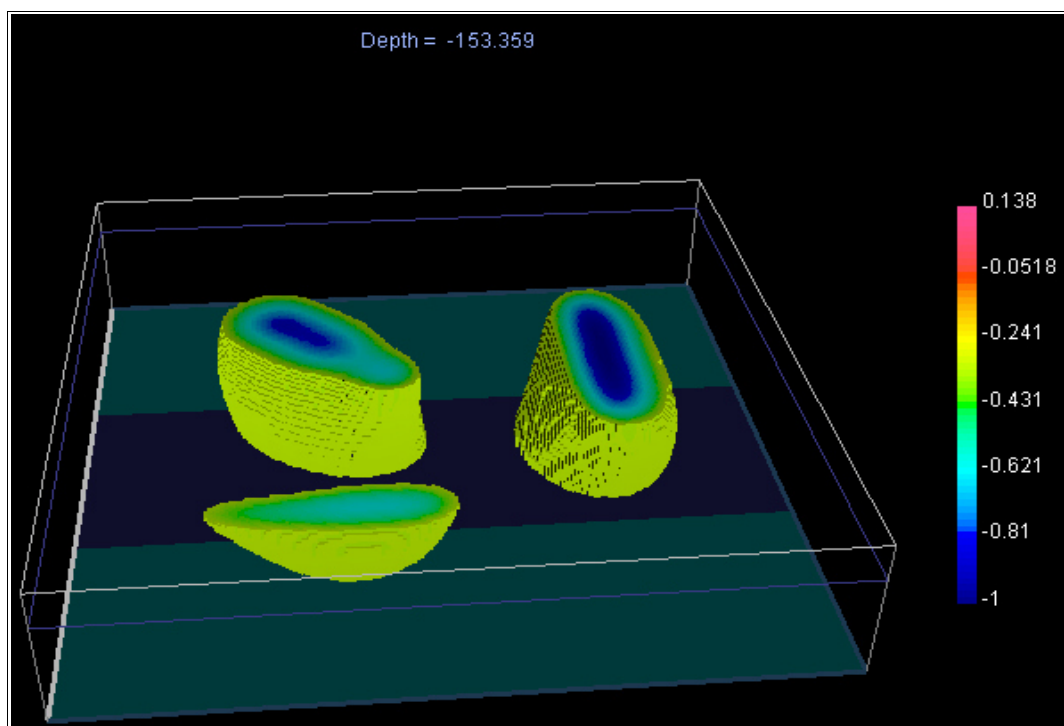
In figura 6.6 è visibile il risultato della correlazione con l'aggiunta di tale rumore. Sono visualizzati i risultati fino ad una profondità di 334m in quanto, a profondità maggiori, si osservano valori piccoli di correlazione. I risultati fino alla profondità massima impostata, 512m, sono stati quindi trascurati.



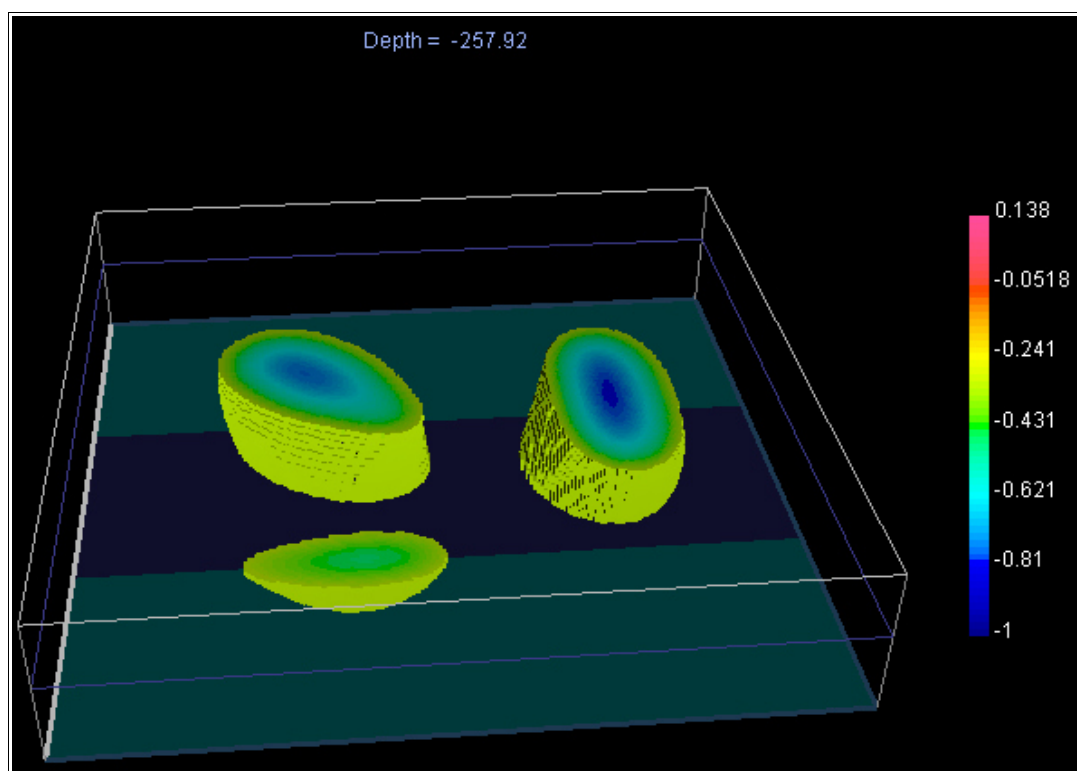
(a)



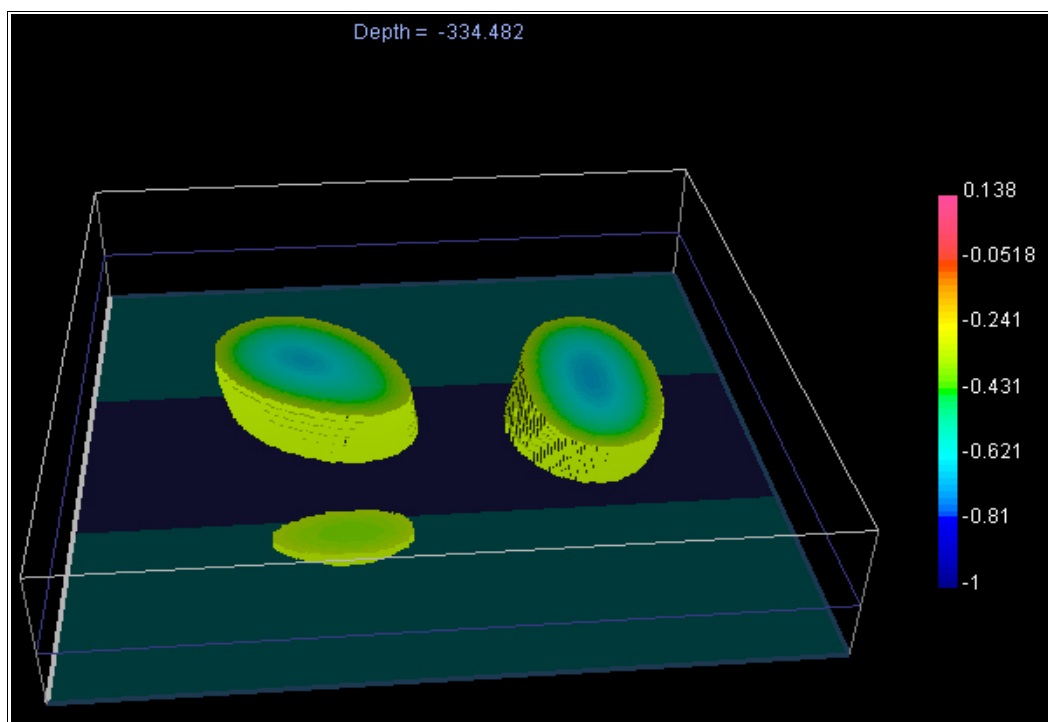
(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 6.6 Risultato 3D della correlazione con l'aggiunta del rumore gaussiano al modello sintetico creato. Le figure si riferiscono ai risultati della correlazione a diverse profondità a cui sono stati applicati cut-off diversi dei valori massimi della correlazione (a) 50m - cutoff = -0.25; (b) 100m - cutoff = -0.25; (c) 153m - cutoff = -0.3; (d) 257m - cutoff = -0.3; (e) 334m - cutoff = -0.3.

L'analisi dei risultati della 3D *correlation imaging* applicata al modello sintetico generato, ha permesso di formulare alcune considerazioni sull'efficienza di tale metodologia.

In primo luogo si è dimostrato come i risultati della correlazione forniscano la migliore corrispondenza alle profondità alle quali effettivamente sono posizionati i corpi. Quindi, come anticipato nel precedente paragrafo, questa metodologia permette un'utile analisi preliminare e senza alcuna informazione a priori, permettendo di individuare quelle che potrebbero essere le profondità a cui sono localizzati i corpi sorgente dell'anomalia di potenziale, dando inoltre indicazioni sulla loro probabile geometria e orientazione.

Sono stati evidenziati, però, anche due limiti importanti di questa procedura:

- la bassa risoluzione quando si presenta una sovrapposizione delle anomalie,
- l'impossibilità di determinare l'entità dell'inclinazione dei corpi.

Il limite legato alla risoluzione si può osservare soprattutto in corrispondenza del corpo sferico a diametro più piccolo posizionato nel centro del modello 3D (fig. 6.2). La risoluzione dei corpi più piccoli risulta essere limitata e si perde quando la risoluzione punta a definire i corpi più grandi ed estesi. Si perdono, quindi, i dettagli dei corpi a dimensione ed estensione minore.

Una possibile soluzione alla problematica della risoluzione, potrebbe essere l'utilizzo di vari ordini di derivazione verticale funzioni della profondità. Si opererebbe in modo più mirato calcolando una più corretta derivata verticale, anche frazionaria, in funzione del grado di risoluzione che si vuole raggiungere, ad una determinata profondità per un particolare corpo.

Il secondo limite evidenziato con il modello sintetico, riguarda l'impossibilità di determinare il grado di inclinazione dei corpi. Può essere interpretata una possibile inclinazione e direzione di immersione del corpo, ad esempio, l'immersione verso sud del dicco posizionato ad est del grid in figura 6.6. Risulta impossibile, però, determinare l'entità dell'inclinazione (*dip*). A questo proposito una possibile soluzione potrebbe consistere nel modificare la funzione di *depth-scaling* applicata ai dati.

Il potenziale misurato in superficie è funzione della distanza dalla sorgente con una dipendenza di $1/r^2$, il che mostra una sensibilità più elevata ai livelli più superficiali. La *depth-scaling* utilizzata per questa tesi, prevede una normalizzazione dei valori della correlazione rispetto alla massima profondità. In particolare, si sono moltiplicati i valori della correlazione calcolati, per una funzione parabolica normalizzata, appunto, rispetto alla profondità massima. La funzione di *depth-scaling* scelta per questo lavoro, empirica, potrebbe non essere la migliore per risolvere il problema dell'interpretazione dell'immersione del corpo.

6.3.2.2 3D Correlation Imaging: Implementazione in Matlab dati SP Ghana

Si consideri un sistema di riferimento con origine sulla superficie, con l'asse x parallelo ai profili di acquisizione e l'asse z rivolto verso il basso a rappresentare l'asse delle profondità.

Le matrici coinvolte nell'operazione di correlazione 2D hanno le stesse dimensioni, in particolare la matrice dei dati calcolati (ΔV_{calc}) è stata costruita adeguando le sue dimensioni alla matrice dei dati di potenziale misurati (ΔV_{obs}). Sono matrici quadrate (1260x1260) ed i punti di misura al loro interno sono equispaziati ($\Delta x = \Delta y = 5\text{m}$), così da ottenere due griglie uguali di dati.

Come anticipato nei precedenti paragrafi, la correlazione 2D eseguita sui *grid*, è calcolata nel dominio delle frequenze. Per poter lavorare nel dominio FFT (*Fast Fourier Transform*) è stato necessario adeguare il *grid* dei dati misurati (ΔV_{obs}) alle caratteristiche che tale dominio richiede. Nel paragrafo 5.4.3.1 vengono descritte e commentate le operazioni eseguite sul *grid* utilizzando il programma Geosoft per l'elaborazione dei dati. In questa fase, infatti, anche per l'operazione di filtraggio FFT 2D era stato necessario applicare delle modifiche al *grid*. Tali modifiche prevedono l'operazione di espansione e di *padding*.

La *Fast Fourier Transform* lavora rapidamente sfruttando le simmetrie presenti nelle immagini di una certa dimensione, l'algoritmo lavora efficacemente sui dati quando entrambe le dimensioni sono una potenza di due. Le dimensioni del *grid* sono state, quindi, aumentate del 10% con un'espansione quadrata, le aree aggiunte in questa fase sono state riempite da dati sintetici (*padding*) mediante l'algoritmo di *inverse distance*.

Successivamente il *grid* elaborato in Geosoft e preparato come appena descritto per lavorare nel dominio della *fft*, è stato importato in Matlab.

Per quanto riguarda la costruzione dei *grid* dei dati sintetici ΔV_{calc} , si è ipotizzato di posizionare una sorgente sferica al centro del *grid*, fissando quindi le coordinate x_s e y_s uguale per tutti i *grid*, calcolando la risposta in termini di potenziale che tale sorgente genera su ogni punto della griglia.

L'operazione è stata ripetuta modificando la coordinata z della sorgente, quindi calcolando i valori del potenziale al variare della profondità di questa. Si è impostata la prima profondità pari al Δx ($= \Delta y$) quindi con $\Delta z = 5\text{m}$.

Si è scelto arbitrariamente di aumentare la profondità della sorgente del 12% per ogni ciclo (ogni profondità z_n aumenta del 12% rispetto la precedente z_{n-1}) arrivando, quindi, ad ottenere 91 intervalli di profondità fino a 507m.

Il risultato finale è composto quindi da 91 *grid* di dati sintetici, calcolati applicando l'equazione 6.13, del potenziale generato da una sfera, modificando esclusivamente la profondità della sorgente. I valori del potenziale ΔV_{calc} saranno quindi solo funzione della profondità, non considerando altri parametri (la *Green function* è infatti $1/r^2$).

In generale il potenziale generato da una sfera o da un cilindro conduttivo, polarizzati in un semispazio omogeneo, in ogni punto $P(x_j)$ sull'asse x (profili di acquisizione) è:

$$V(x_j, h, \alpha, q) = M \frac{x_j \cos \alpha + h \sin \alpha}{(h^2)^q} \quad (6.12)$$

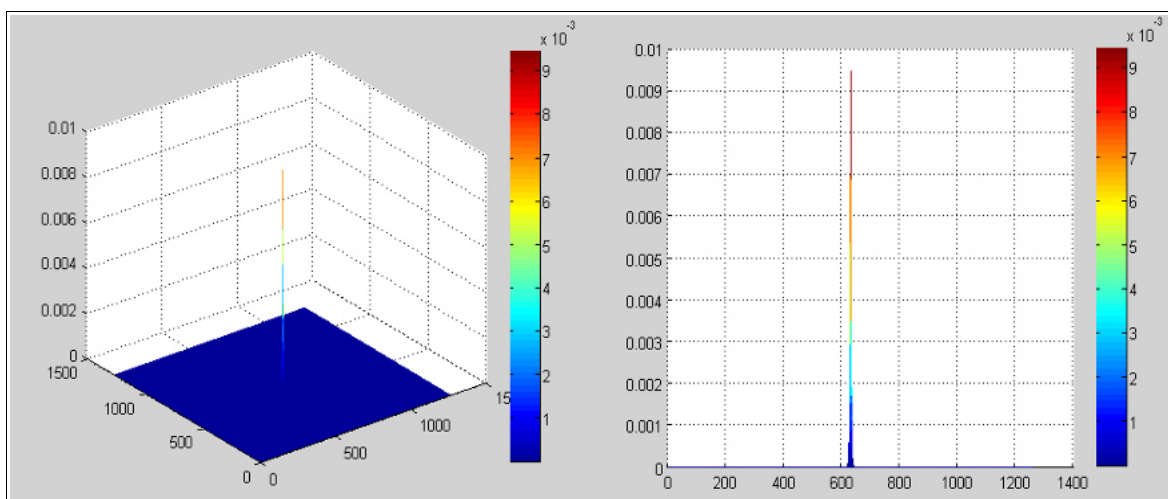
con M momento del dipolo elettrico, h profondità del centro della sfera o cilindro rispetto l'origine del sistema di riferimento, x_j j-esimo punto sulla superficie dove si calcola il potenziale generato, q fattore di forma ed infine α angolo della polarizzazione.

Nel calcolo della *correlation imaging* si è impostato $\alpha = 90^\circ$ considerando quindi il caso della polarizzazione verticale. Risulta, infatti, impossibile conoscere la reale orientazione della polarizzazione della sorgente. Anche se, caso ideale, la sorgente fosse costituita da un unico corpo polarizzato, non sarebbe comunque possibile conoscere l'orientazione della sua polarizzazione. Inoltre, caso reale, la sorgente non è un unico corpo, ma è costituita da più corpi sorgente che avranno α differenti. Quindi l'assunzione della polarizzazione verticale è stata fatta considerandola come una ipotetica risultante delle i-esime sorgenti polarizzate con differenti α , assunzione supportata dal fatto che il gradiente redox (o di origine elettrocinetica), è orientato, regionalmente, verso il basso.

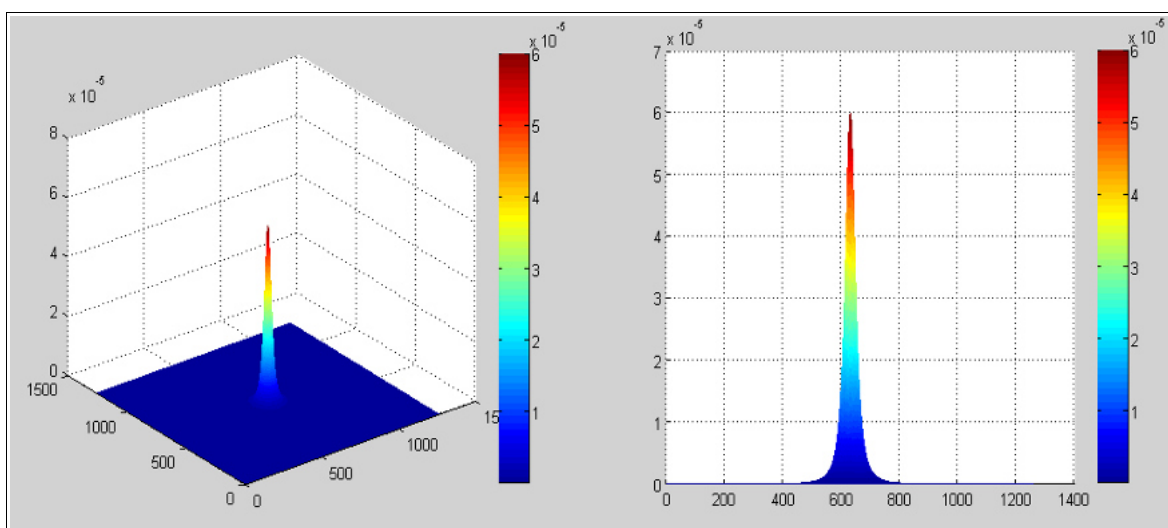
Quindi considerando il caso di una sfera (con fattore di forma pari a 1.5) e con polarizzazione verticale, posizionata al centro del *grid*, la 6.12 nel caso bidimensionale diventa:

$$\Delta V(x, y) = \frac{h}{[(x_j - x_s) + (y_j - y_s) + h^2]^{3/2}} \quad (6.13)$$

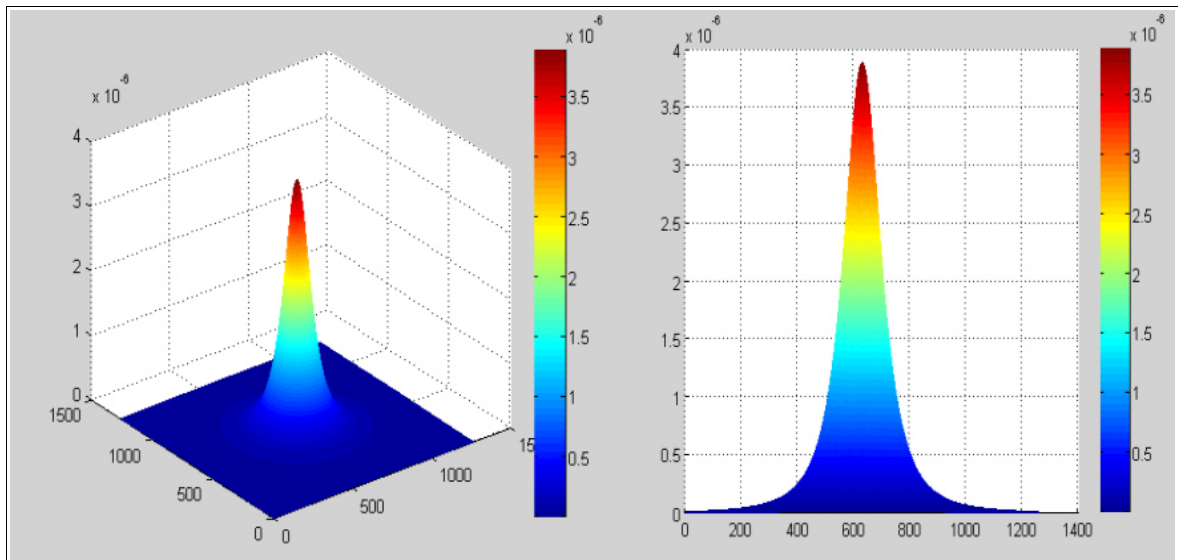
Nelle seguenti figure (6.7) sono mostrati tre *grid*, scelti tra i 91 calcolati del modello della sorgente sferica. Si può osservare come i valori del potenziale diminuiscano in funzione della profondità, con geometrie che risultano più *smooth* passando dal primo *grid* ad una profondità di 10m, 129m del secondo e 507m del terzo.



(a)



(b)



(c)

Figura 6.7 Grid ottenuti posizionando la sorgente sferica a polarizzazione verticale al centro del piano xy, alle profondità di 10m (a), 129m (b), 507m (c).

Una volta calcolati i ΔV_{calc} , ed aver importato il *grid* dei ΔV_{obs} da Geosoft in Matlab, l'implementazione della *correlation imaging* può essere riassunta nei seguenti punti:

1. applicazione della derivata verticale ai *grid* di dati sintetici creati, con ordine di derivazione pari a 0.5, stesso ordine impiegato per la derivazione dei *grid* dei dati osservati
2. correlazione nel dominio delle frequenze tra il *grid* ΔV_{obs} e i 91 *grid* ΔV_{calc} , moltiplicando la trasformata di Fourier del primo per i complessi coniugati dei ΔV_{calc}
3. ritornare nel dominio dello spazio applicando la trasformata inversa (*ifft*)
4. moltiplicazione dei valori della matrice di correlazione per una *depth scaling*
5. il risultato della correlazione è stato "ripulito" da quei valori introdotti dal *padding*, in quanto dopo la correlazione non si lavora più nel dominio delle frequenze
6. normalizzazione dei valori della correlazione in modo tale da ottenere $-1 < corr < +1$, effettuato rispetto i valori massimi e minimi di ogni matrice di correlazione ottenuta.

L'operazione della *depth scaling* è stata necessaria in quanto, come detto in precedenza, il potenziale misurato in superficie è funzione della distanza dalla sorgente con una dipendenza di $1/r^2$, fornendo una sensitività più elevata ai livelli più superficiali. Si è scelto di applicare una *depth scaling* così da normalizzare i valori della correlazione rispetto la massima profondità. In particolare si sono moltiplicati i valori della correlazione calcolati,

per una funzione parabolica normalizzata, appunto, rispetto alla profondità massima.

La funzione di *rescaling* utilizzata è una funzione empirica, ed è la seguente:

$$f(depth) = \frac{1}{\left[\frac{(depth(k) - (N_z - k + 1))}{depth(N_z)} \right]^{2-(v_der*2)}} \quad (6.14)$$

con N_z valore della profondità massima (507m), k sono le k -esime profondità (91) in cui è stato suddiviso il semispazio, v_der è l'ordine di derivazione applicato ai *grid* (scelto di 0.5 sia per i ΔV_{obs} che per i ΔV_{calc}).

L'operazione di correlazione ha interessato anche tutti quei valori aggiunti nell'operazione di *padding* che, una volta ritornati nel dominio dei tempi, non sono più necessari. L'obiettivo a questo punto è stato di riottenere, dal *grid* espanso e riempito da valori fittizi (*padding*), le dimensioni del *grid* di partenza, escludendo tutti i valori che ricadevano al di fuori. L'operazione è stata eseguita moltiplicando ogni matrice di correlazione ottenuta con una maschera della stessa dimensione. Questa maschera è stata costruita in modo tale da avere valori pari ad 1 nell'area corrispondente alle dimensioni del *grid* di partenza (rettangolare) e aggiungendo *NaN* (*Not-a-Number*) in tutti i punti circostanti restanti (fig. 6.8).

Il risultato dell'operazione ha restituito una matrice con i valori, precedentemente calcolati della correlazione in corrispondenza dei limiti del *grid* originale, ed eliminando (in particolare sostituendoli con i *NaN*) tutti quei valori fittizi aggiunti nell'operazione di *padding*.

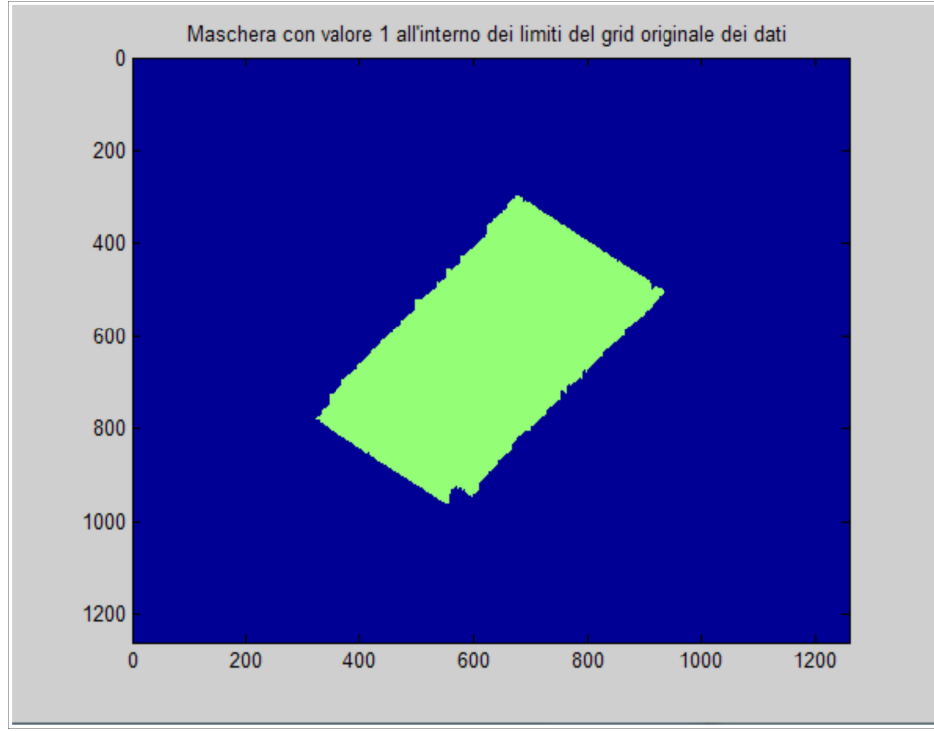


Figura 6.8 Maschera costruita con valori pari ad 1 nell'area corrispondente alle dimensioni del grid di partenza (rettangolare) e aggiungendo NaN (Not-a-Number) in tutti i punti circostanti restanti.

La normalizzazione delle matrici di correlazione è stata effettuata associando il valore massimo e minimo di ogni *grid*, associandogli rispettivamente +1 e -1 e applicando ad ogni punto dei *grid* la seguente normalizzazione:

$$\left(\frac{x_{corr} - x_{min}}{x_{max} - x_{min}} * (\max_norm - \min_norm) \right) - offset \quad (6.15)$$

In figura 6.9 si può osservare il risultato finale sul grid corrispondente ad una profondità di 129m. La figura mostra la matrice di correlazione 2D normalizzata ottenuta applicando la *correlation imaging* tra il *grid* dei dati acquisiti del potenziale ΔV_{obs} e il modello creato ΔV_{calc} posizionato alla medesima profondità.

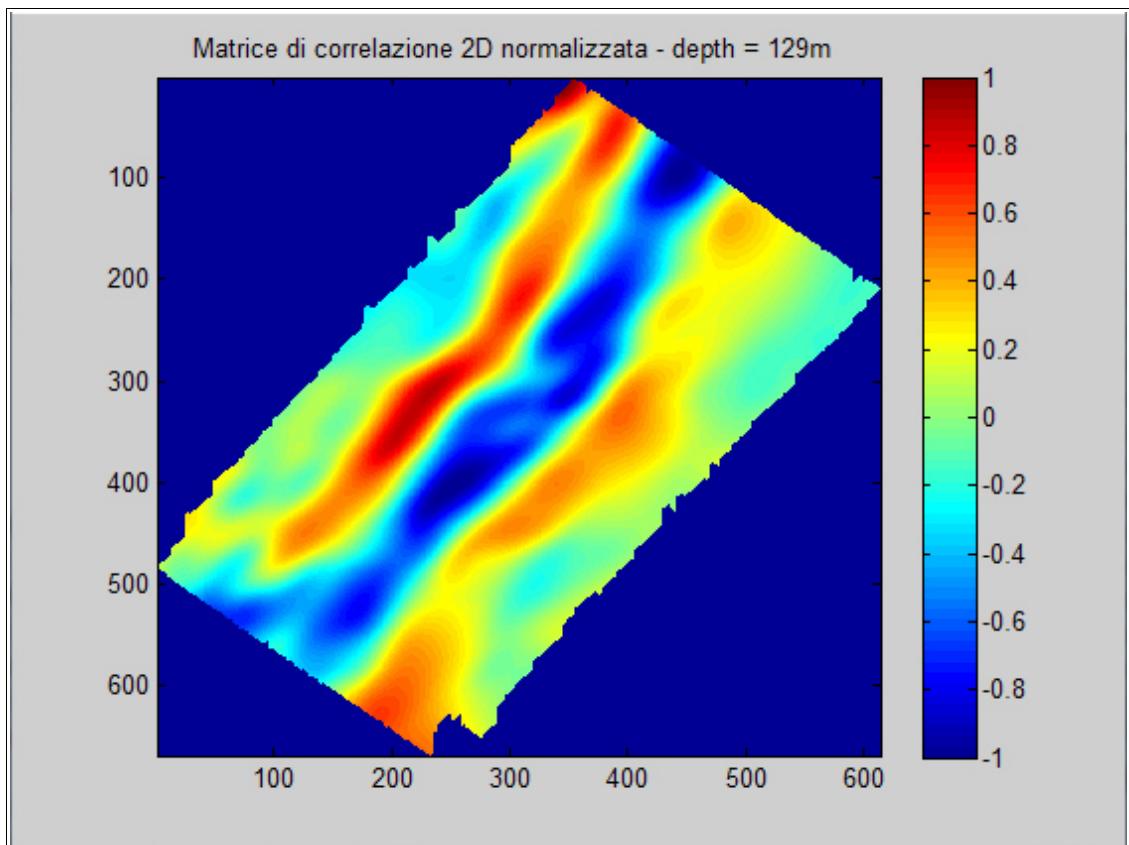


Figura 6.9 Matrice di correlazione 2D normalizzata corrispondente alla profondità di 129m.

6.3.2.2 Risultati 3D *correlation imaging*

Al termine della procedura di *modelling* descritta nel precedente paragrafo, si sono ottenuti 91 *grid* di matrici di correlazione normalizzati, come mostrato nell'esempio in figura 6.9. La figura mostra un risultato della *correlation imaging* eseguita tra il *grid* dei dati reali e quello calcolato ipotizzando la risposta in termini di potenziale che si avrebbe in superficie, se si posizionasse la sorgente sferica, a polarizzazione verticale, alla profondità di 129m.

In questo lavoro di tesi la sorgente che si è modellizzata è costituita esclusivamente da una corpo sferico a polarizzazione verticale, considerandola come una ipotetica polarizzazione risultante delle *i*-esime sorgenti polarizzate. Assunzione supportata anche dal fatto che il gradiente redox (o di origine elettrocinetica), è orientato, regionalmente, verso il basso.

I 91 *grid* sono stati calcolati al variare della profondità della sorgente, ipotizzando un

semispazio omogeneo ed isotropo con intervalli di profondità che aumentano del 12% rispetto l'intervallo precedente.

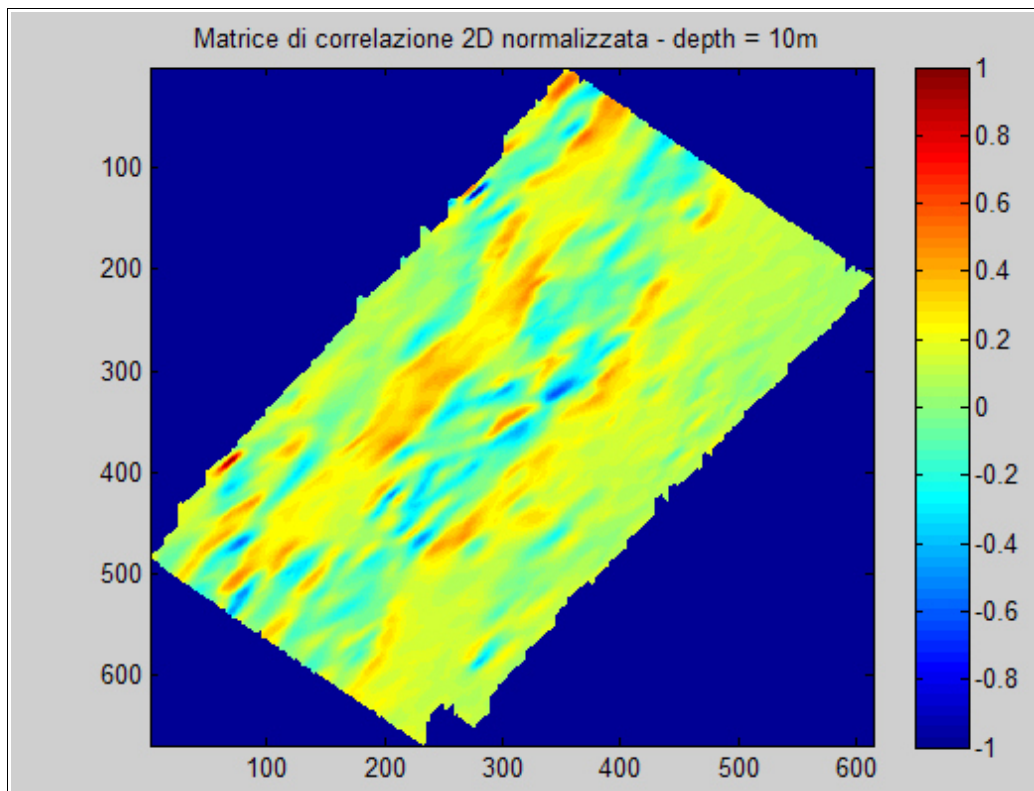
La visualizzazione tridimensionale e d'insieme di tutti i 91 *grid*, permette un'analisi globale del risultato della *correlation imaging* riuscendo, quindi, ad osservare quali sono gli intervalli di profondità con valori della correlazione massimi. Questo implica che è possibile individuare quali sono le profondità con maggiore probabilità di trovare la sorgente dell'anomalia osservata.

L'importante contributo che fornisce questa metodologia di *modelling*, risiede nella capacità di ottenere buoni risultati senza aver introdotto alcuna informazione a priori riguardante il sistema studiato. La risposta in superficie in termini di potenziale dipenderà, quindi, esclusivamente dalla profondità in cui si posiziona la sorgente.

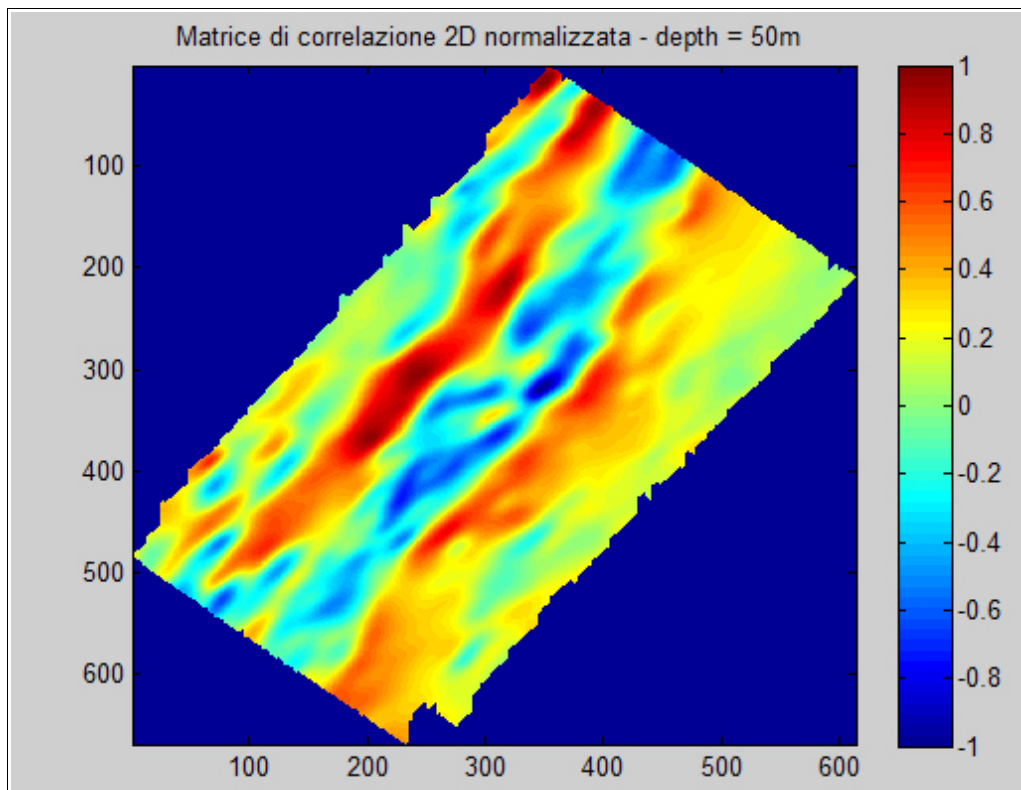
La significativa differenza con la COP (*charge occurrence probability function*) consiste nel diverso approccio matematico al problema. Quest'ultima calcola la funzione di correlazione SDS (*space domain scanning function*) nel dominio dello spazio. La *correlation imaging* calcola la matrice di correlazione passando al dominio delle frequenze che si traduce, quindi, in una convoluzione (come visto nel paragrafo 6.3.2). Dato che le operazioni di convoluzione nel dominio delle frequenze vengono effettuate tramite semplice moltiplicazione, la metodologia della *correlation imaging* presenta significativi vantaggi dal punto di vista dell'efficienza, rapidità e semplicità di calcolo.

Nelle figure seguenti (fig. 6.10) sono visibili i risultati delle matrici di correlazione normalizzati, a profondità crescenti di circa 50m.

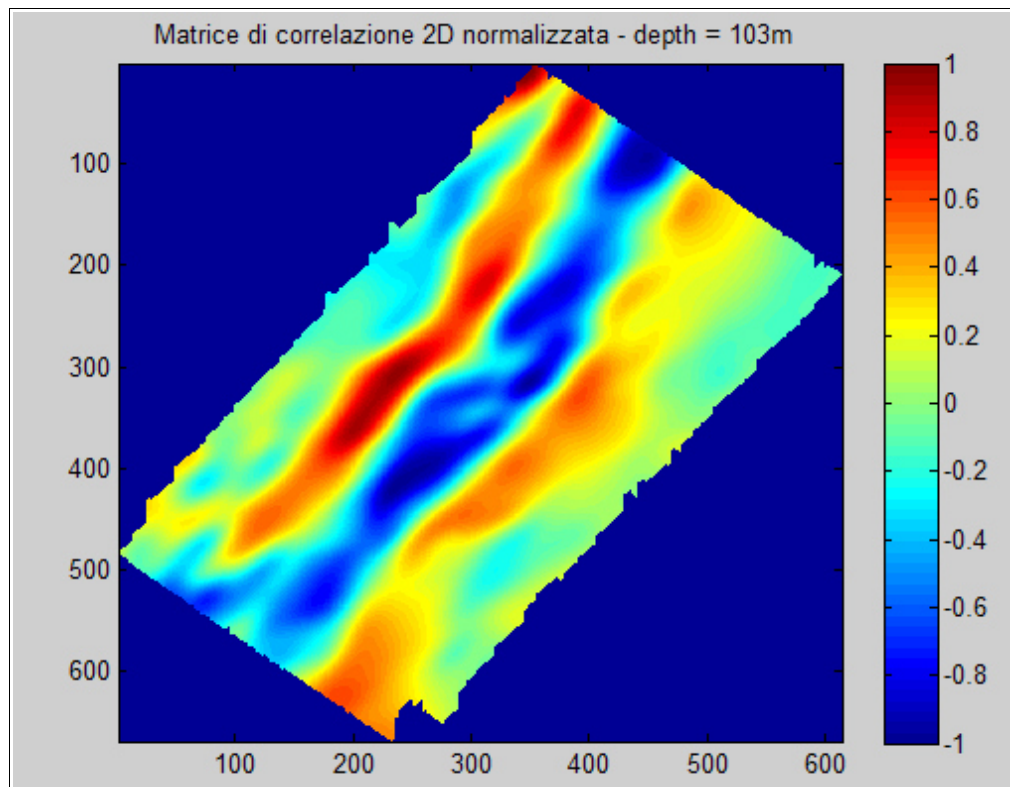
Si è tenuto conto dell'importante dipendenza da $1/r^2$ del potenziale misurato in superficie, quindi dalla sensibilità più elevata che caratterizza i livelli più superficiali. L'applicazione di una *depth scaling*, come descritto nel precedente paragrafo, è servita a normalizzare i valori della correlazione rispetto la massima profondità, moltiplicando i valori della correlazione con una funzione parabolica normalizzata alla profondità massima, che in questo modello è stata fissata a 507m



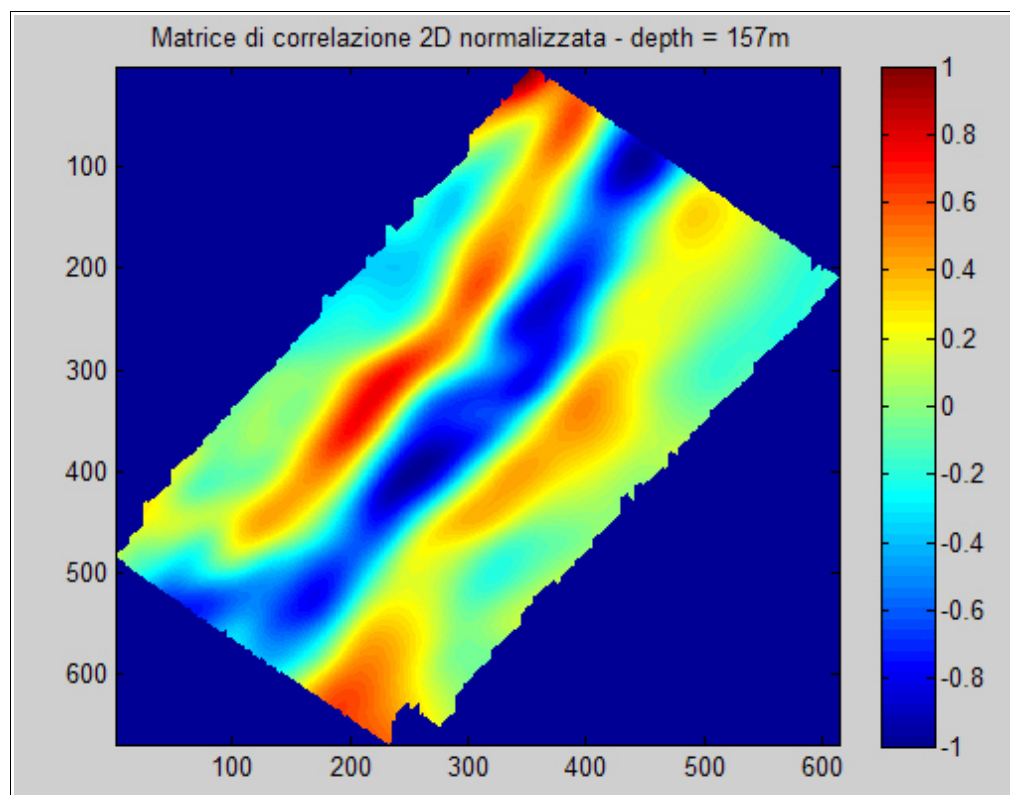
(a)



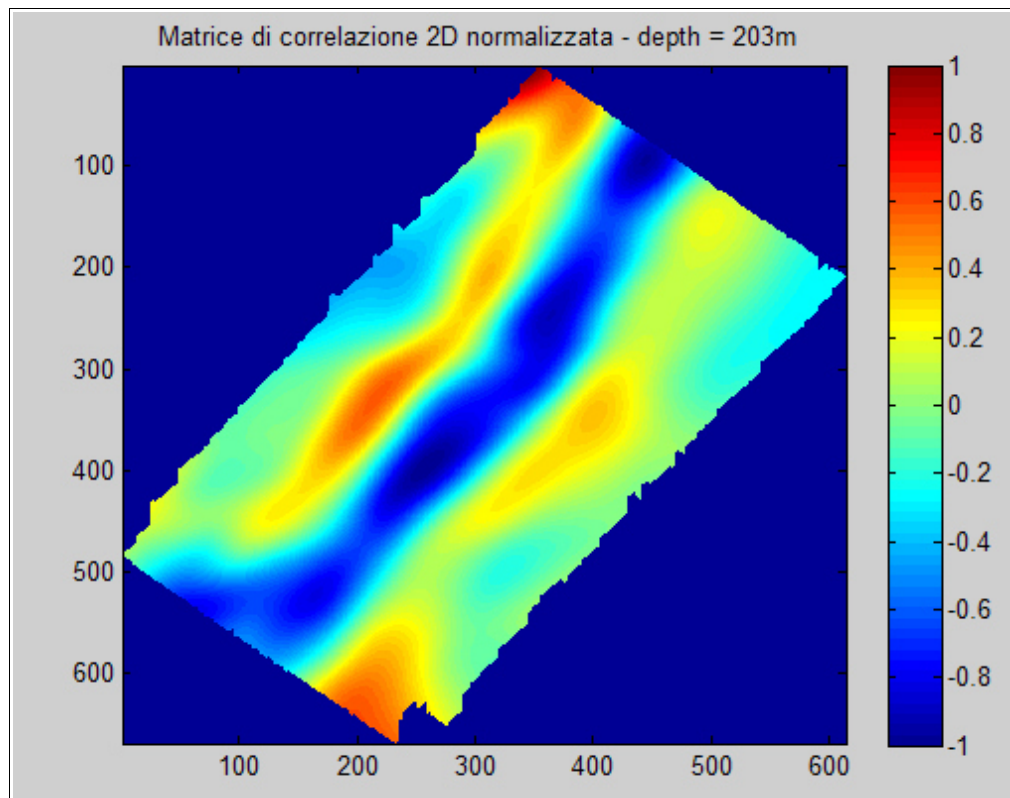
(b)



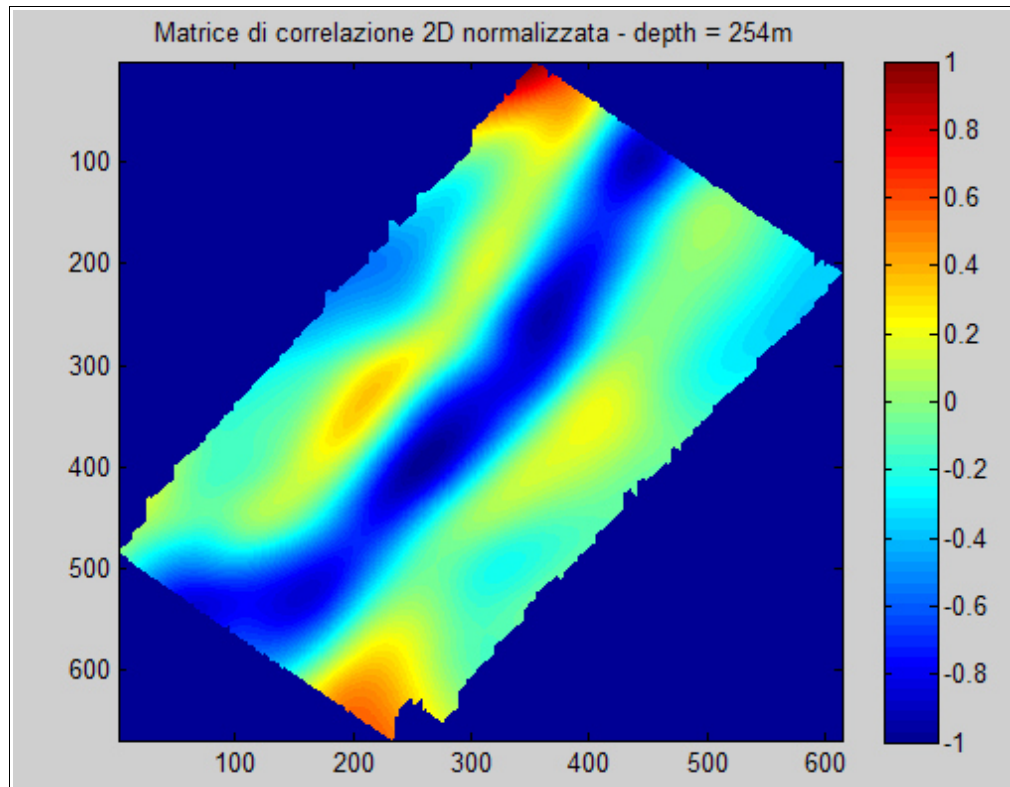
(c)



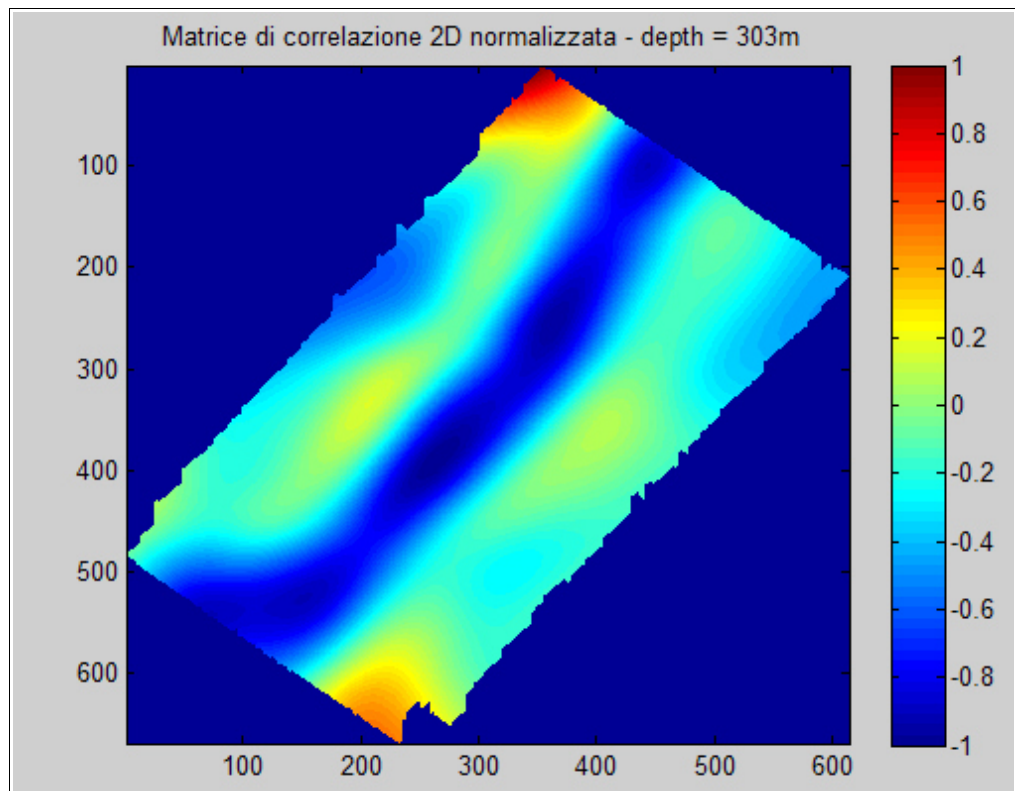
(d)



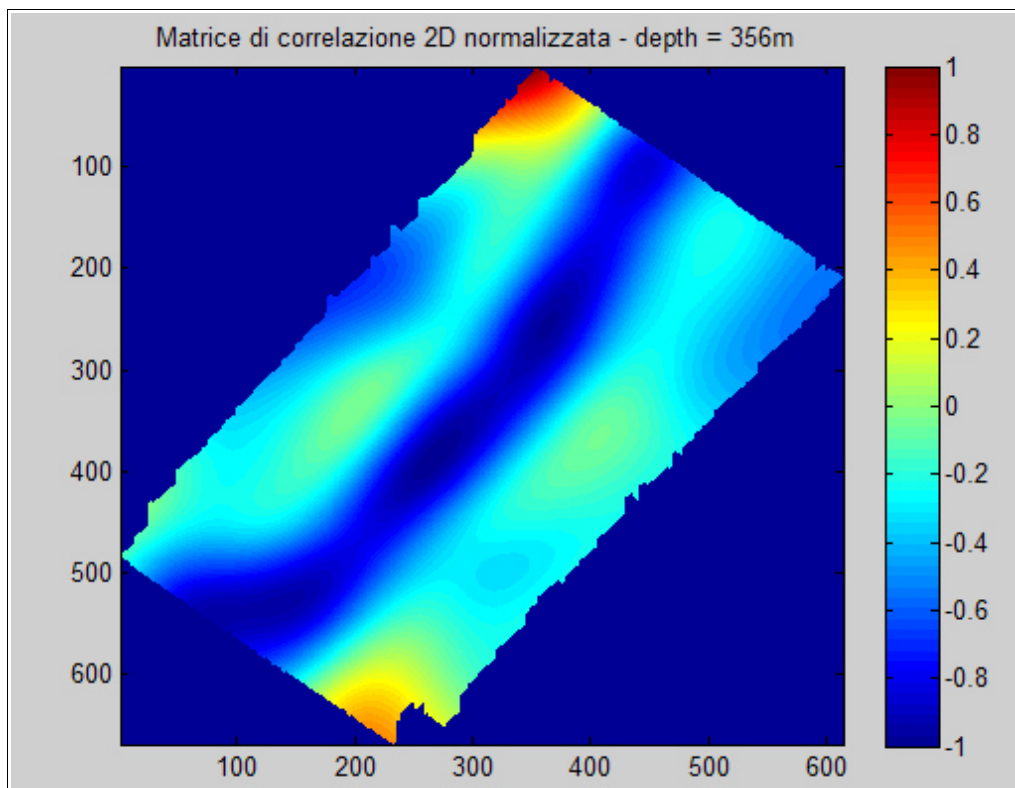
(e)



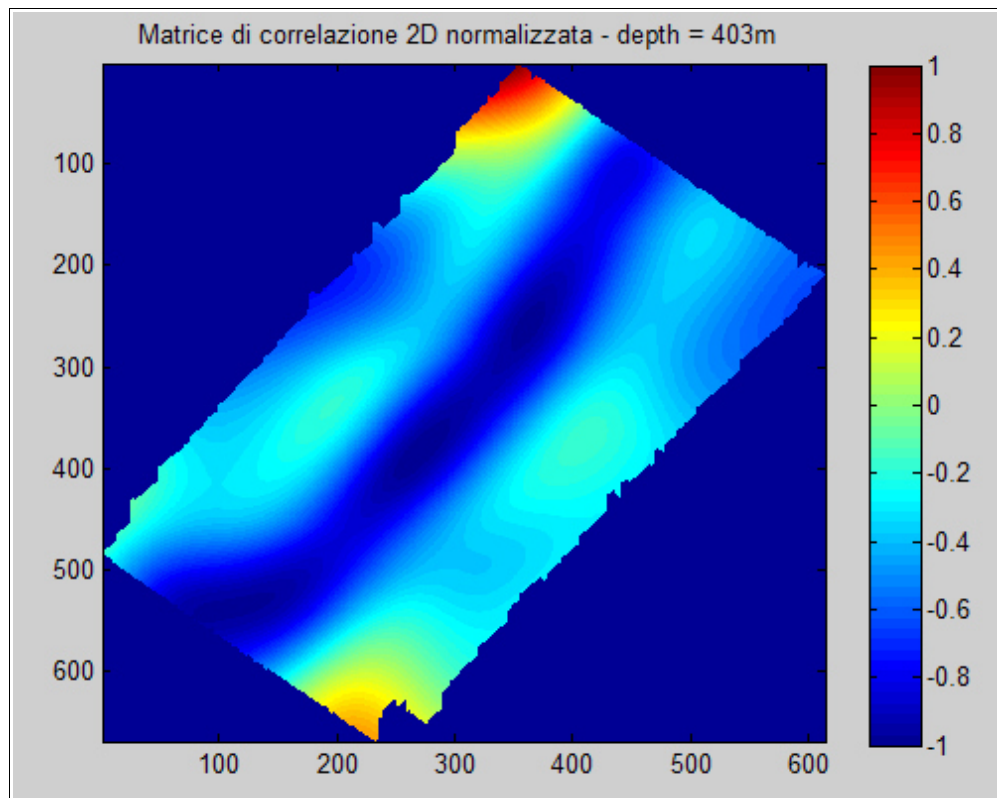
(f)



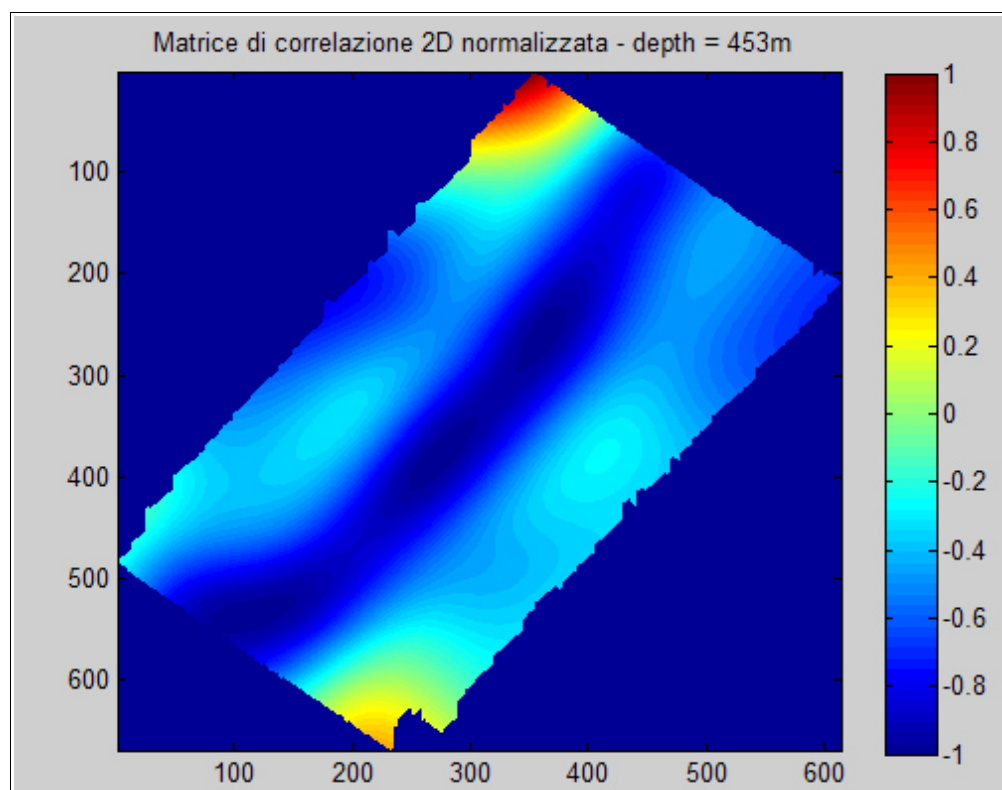
(g)



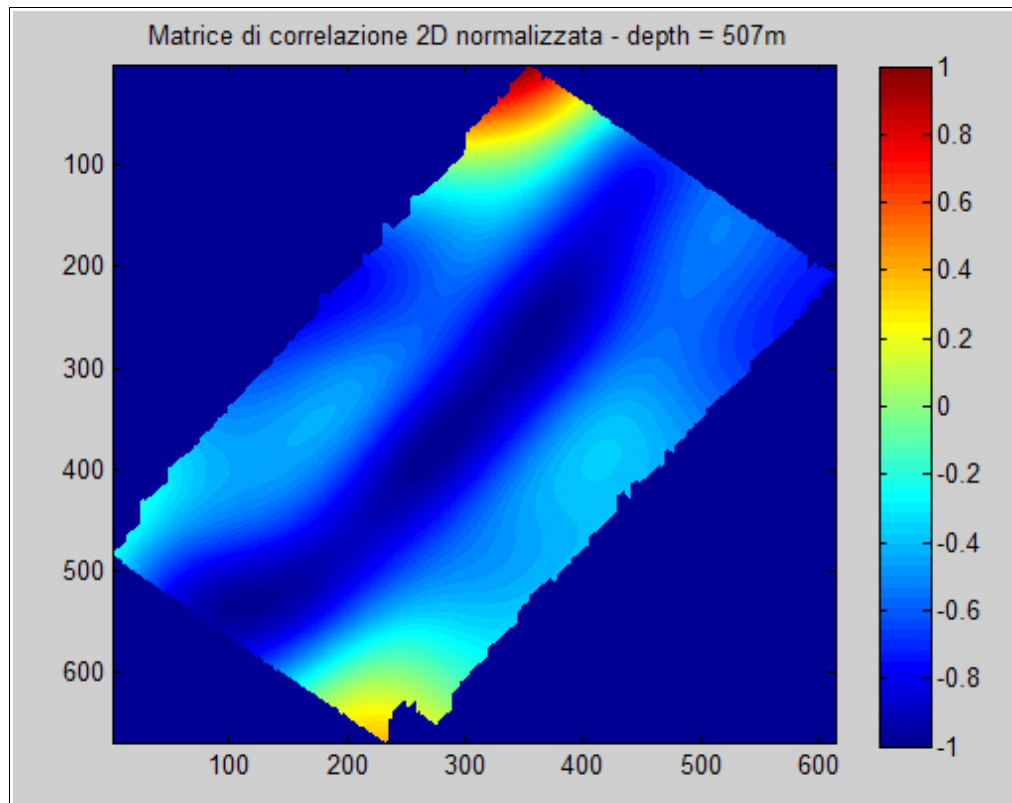
(h)



(i)



(l)



(m)

Figura 6.10 Matrici di correlazione normalizzate. Profondità crescente della sorgente, circa ogni 50m.

CAPITOLO 7

CONCLUSIONI

Questo lavoro di tesi è stato organizzato al fine di raggiungere due obiettivi principali:

- dimostrare che la metodologia dei potenziali spontanei potesse essere applicata in contesti considerati da sempre ostili a tale tecnica di acquisizione: gli ambienti tropicali;
- dimostrare che la tecnica di *modelling* della 3D *correlation imaging* potesse fornire una valida alternativa alla metodologia della COP (*charge occurrence probability function*) dalla quale deriva, migliorando notevolmente l'efficienza e la rapidità del calcolo computazionale.

Sono stati elaborati dati di potenziale spontaneo acquisiti in Ghana, nel prospetto di Kwekutikrom all'interno di una concessione (Perseus Mining).

Gli ambienti tropicali, come quello ghanese, sono caratterizzati da un territorio che presenta una spessa copertura di alterazione chimica-fisica ricca in ossidi di alluminio (Al) e di ferro (Fe). La presenza di questo spesso suolo residuale di alterazione lateritica, costituisce una copertura conduttiva che maschera quasi completamente il segnale che risulta dello stesso ordine di grandezza del rumore. La condizione che maggiormente impedisce l'utilizzo dei potenziali spontanei in questi ambienti, è la presenza di mineralizzazioni di solfuri (che sono i target principali di questa metodologia) fortemente ossidati, il cui segnale è quasi totalmente mascherato e quindi invisibile nell'acquisizione.

In questa tesi si è però dimostrato come sotto alcune condizioni, la metodologia dei potenziali spontanei possa essere utilizzata in questi ambienti, fornendo validi risultati interpretativi. Le anomalie di potenziale osservate sono da ricondurre alla presenza di mineralizzazioni grafitiche le quali, tradizionalmente in questa metodologia di acquisizione, rappresentano rumore rispetto il segnale di interesse, dato invece dai solfuri.

Nel contesto geologico/strutturale dell'area nella regione ghanese a cui i dati si riferiscono, le mineralizzazioni di grafite costituiscono depositi epigenetici all'interno delle *shear zone*, il cui studio risulta essere un vettore efficace nella ricerca di giacimenti auriferi che si sono formati all'interno dello stesso sistema tettonico.

Sono stati elaborati i dati di potenziale, espressi in millivolt, con l'utilizzo del

programma Geosoft (Montaj) e al termine di questa fase di processing è stato possibile effettuare un'interpretazione qualitativa sulle orientazioni e geometrie delle anomalie. Si è potuto quindi confrontare come l'andamento delle anomalie negative, quindi delle mineralizzazioni grafitose, rispecchiasse quello delle note strutture tettoniche (*shear zone*) presenti nella regione con andamento concorde da NE-SW.

Si è dimostrato, quindi, come sfruttando il segnale generato da mineralizzazioni grafitiche, in concentrazioni non trascurabili, sia possibile utilizzare la metodologia dei potenziali spontanei anche in ambienti tropicali.

La seconda parte della tesi si è concentrata sullo studio ed implementazione in Matlab della 3D *correlation imaging*, con l'obiettivo di dimostrare come tale tecnica di *modelling* possa essere una valida alternativa alla COP (*charge occurrence probability function*; Patella, 1997)

L'implementazione in Matlab della 3D *correlation imaging* è stata in una prima fase testata con dati sintetici e, successivamente, applicata ai dati di potenziale spontaneo acquisiti in Ghana, in quanto la verifica della validità di tali dati, come si è dimostrato nella prima parte del lavoro, ha permesso un loro utilizzo della fase di *modelling*.

Il parametro che fornisce lo strumento di interpretazione è, come per la COP, il coefficiente di correlazione. Il risultato della correlazione 2D è utilizzato per descrivere la distribuzione del corpo sorgente dell'anomalia in termini di probabilità al variare della profondità. A differenza della COP, che calcola una funzione di correlazione normalizzata nel dominio dello spazio, la *correlation imaging* si pone l'obiettivo di calcolare la matrice di correlazione 2D normalizzata nel dominio delle frequenze. Questo implica che la correlazione possa essere sostituita con una più semplice e rapida operazione di moltiplicazione dei segnali nello spettro delle frequenze (convoluzione nel dominio delle frequenze) effettuata tra i dati misurati del potenziale spontaneo ΔV_{obs} e quelli calcolati ΔV_{calc} . La sorgente che viene modellizzata (in questo lavoro una sorgente sferica a polarizzazione verticale) viene posizionata alle diverse profondità in cui è stato suddiviso il semispazio, ipotizzato omogeneo ed isotropo. Quindi il risultato della 3D *correlation imaging* fornirà un utile strumento interpretativo sulla possibile posizione della sorgente oggetto di studio, in corrispondenza dei *grid* con la migliore correlazione calcolata.

L'importante contributo che fornisce questa metodologia di *modelling*, risiede nella capacità di ottenere buoni risultati senza aver introdotto alcuna informazione a priori

riguardante il sistema studiato. La risposta in superficie in termini di potenziale dipenderà, quindi, esclusivamente dalla profondità in cui si posiziona l'ipotetica sorgente.

Tale metodologia non permette di conoscere in alcun modo le caratteristiche e proprietà fisiche della sorgente, ma può essere molto utile nella fase iniziale dell'interpretazione, quando non si è in possesso di nessuna informazioni a priori, utilizzando una tecnica computazionalmente efficiente e rapida per una stima preliminare della probabile posizione della sorgente del potenziale spontaneo anomalo misurato. Una prima analisi permette, inoltre, di eseguire un' interpretazione delle possibili geometrie ed orientazione dei corpi.

I limiti riscontrati in questo lavoro di tesi nella procedura di *modelling* della 3D *correlaton imaging*, possono essere un punto di partenza per un successivo studio. Il limite nella risoluzione dei corpi di piccole dimensioni ed estensioni, può essere probabilmente risolto, o comunque migliorato, applicando ordini di derivazione verticale diversi in funzione della profondità. In questo modo si opererebbe in modo più mirato in funzione del grado di risoluzione che si vuole raggiungere, ad una determinata profondità per un particolare corpo.

Il secondo limite è da ricercare nell'impossibilità di conoscere l'inclinazione dei corpi, ma solamente la loro possibile orientazione e direzione di immersione. La procedura di *modelling* permette di identificare un corpo inclinato, ma non il suo *dip*. A tal proposito un lavoro futuro potrebbe essere quello di agire e modificare la *depth scaling* applicata ai risultati della correlazione.

BIBLIOGRAFIA

Adam A., *Relation of the graphite and fluid bearing conducting dikes to the tectonics and seismicity (Review on the Transdanubian crustal conductivity anomaly)*, in "Earth Planets Space", 53, 2001, pp. 903-918.

Alaia R., *3D probability tomography: theoretical developments and applications to high-resolution geophysical prospecting*, 2009.

Akima H., *A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures*, in "Journal of the Association of Computing Machinery", Vol. 17, No. 4, Ottobre 1970.

Akulga C., *Investigating gold mineralization potentials in part of the Kibi-Winneba Belt of Ghana using airborne magnetic and radiometric data*, tesi di dottorato, Corso di dottorato in Geofisica, Kwame Nkrumah University of Science and Technology, a.a 2013, rel. Dr. K. Preko.

Allibone et Al., *Structural Controls on the Gold Mineralization at the Ashanti Deposit, Obuasi, Ghana*, in "The Society of Economic Geology", No.9, 2002, pp. 65-93.

Bera A., *Three Dimensional Probability Tomographic Imaging of Self-Potential Data*, 5th Conference & Exposition on Petroleum Geophysics, Hyderabad-2004, India, pp. 988-992.

Bierlein F. P., Murphy F. C., Weinberg R. F., Lees T., *Distribution of orogenic gold deposits in relation to fault zones and gravity gradients: targeting tools applied to the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Western Australia*, in "Mineralium Deposita", 41(2), 2006, pp. 107-126.

Billings S., Richards D., *Quality control of gridded aeromagnetic data*, in "Exploration Geophysics", 31.4, 2000, 611-616.

Blakely R. J., *Potential theory in gravity and magnetic applications*, Cambridge University Press, 1996.

Burr, S.V., *A Guide to Prospecting by the Self-Potential Method*, in "Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper", Vol. 99, 1982, p. 5.

Carobbi G., *Mineralogia Vol.I*, Uses edizioni scientifiche s.p.a Firenze, 1971.

Cesare B., *Graphite precipitation in C–O–H fluid inclusions: closed system compositional and density changes, and thermobarometric implications*, in "Contributions to Mineralogy and Petrology" , 1995, pp. 122:125-33.

Chen Z., et al., *GICUDA: A parallel program for 3D correlation imaging of large scale gravity and gravity gradiometry data on graphics processing units with CUDA*, in "Computers & Geosciences", 46, 2012, pp. 119-128.

Corry C. E., DeMouilly G. T., Gerety M. T., *Field procedure manual for self-potential surveys*, in "Zonge Engineering & Research Organization" Tucson, Arizona, August 1983.

Corry C. E., *Spontaneous polarization associated with porphyry sulfide mineralization*, in "Geophysics" Vol. 50, NO. 6 (june 1985), pp. 1020-1034.

Corwin R. F., *The self-potential method for environmental and engineering applications*, in "Geotechnical and environmental geophysics", No. 1, 1990, pp. 127-145.

Corwin R. F., Hoover D. B., *The self-potential method in geothermal exploration*, in "Geophysics", Vol. 44, No. 2 (february 1979), pp. 226-245.

Fortè S., *Mapping organic contaminant plumes in groundwater using spontaneous potentials*, tesi di dottorato, dipartimento di geoscienze, Calgary, Alberta, marzo 2011.

Geosoft Montaj, *How To Guide:Complete Workflow for Oasis montaj*, in http://updates.geosoft.com/downloads/files/how-to-guides/Oasis_montaj_Complete_Workflow.pdf.

GrauchV. J. S., Johnston C. A., *Gradient window method: A simple way to separate regional from local horizontal gradients in gridded potential-field data*, in "2002 Technical Program Expanded Abstracts", 72nd Annual Meeting, Society of Exploration Geophysicists, 2002, pp. 762-765.

Guo L., Meng X., Shi L., *3D correlation imaging of the vertical gradient of gravity data*, in "Journal of Geophysics and Engineering", 8.1,2011, pp. 6.

Hoover D. B., Klein D. P., Campbell D. C., *Geophysical methods in exploration and mineral environmental investigations*, in "Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental mineral deposit models: USGS Open-File Report, 95.831", 1995, pp. 19-27.

Oppenheim A., *RES.6-007 Signals and Systems, Spring 2011*, in "Massachusetts Institute of Technology: MIT OpenCourseWare", <http://ocw.mit.edu> (Accessed 3 Nov, 2015).

Pous J. et al., *Electromagnetic imaging of Variscan crustal structures in SW Iberia: the role of interconnected graphite*, in "Earth and Planetary Science Letters", 217.3, 2004, pp. 435-450.

Kearey P., Brooks M., Hill I., *An Introduction to Geophysical Exploration, 3rd Edition*, Wiley-Blackwell, 2002.

Kettler R. M., et al., *Sulfidation of organic matter associated with gold mineralization, Pueblo Viejo, Dominican Republic*, in "Applied Geochemistry", 5.1, 1990, pp. 237-248.

Kwiecińska B., Petersen H. I., *Graphite, semi-graphite, natural coke, and natural char classification—ICCP system*, in "International Journal of Coal Geology", 57.2, 2004, pp. 99-116.

Luong D. T., Sprik R., *Examination of a Theoretical Model of Streaming Potential Coupling Coefficient*, in "International Journal of Geophysics", Vol. 2014, Article ID 471819, 2014, 12 pages.

Luong D. T., Sprik R., *Streaming potential and electroosmosis measurements to characterize porous materials*, in "ISRN Geophysics", vol. 2013, Article ID 496352, 2013.

Luque, F. J., et al., *Vein graphite deposits: geological settings, origin, and economic significance*, in "Mineralium Deposita" 49.2, 2014, pp. 261-277.

Mauriello P., Patella D., *Geoelectrical anomalies imaged by polar and dipolar probability tomography*, in "Progress In Electromagnetics Research", Vol. 87, 2008, pp. 63-88.

Mauriello P., Patella D., *Imaging polar and dipolar sources of geophysical anomalies by probability tomography. Part I: theory and synthetic examples*, in "arXiv preprint physics/0602057", 2006.

Mauriello P., Patella D., *Imaging polar and dipolar sources of geophysical anomalies by*

probability tomography. Part II: Application to the Vesuvius volcanic area, in "arXiv preprint physics/0602057", 2006.

Mehanee S. A., *Tracing of paleo-shear zones by self-potential data inversion: case studies from the KTB, Rittsteig, and Grossensees graphite-bearing fault planes*, in "Earth, Planets and Space", 67.1, 2015, pp.1-33.

Mendonça C. A., *Forward and inverse self-potential modeling in mineral exploration*, in "Geophysics", Vol. 73, No. 1, January-February 2008, pp. 33–43.

Nabighian, M. N., et al., *The historical development of the magnetic method in exploration*, in "Geophysics", 70.6, 2005, pp. 33-61.

Nyquist J. E., Corry C. E., *Self-potential: The ugly duckling of environmental geophysics*, in "The Leading Edge", 21.5, 2002, pp. 446-451.

Oberthür T., et al., *Mineralogical siting and distribution of gold in quartz veins and sulfide ores of the Ashanti mine and other deposits in the Ashanti belt of Ghana: genetic implications*, in "Mineralium Deposita", 32.1, 1997, pp. 2-15.

Osae S., Kase K., Yamamoto M., *A geochemical study of the Ashanti gold deposit at Obuasi, Ghana*, in "Okayama University Earth Science Report" 2.1, 1995, pp. 81-90.

Osgood B., *Lecture Notes for EE 261 The Fourier Transform and its Applications*, in "Electrical Engineering Department Stanford University", <https://see.stanford.edu>, 2006.

Patella D., *Introduction to ground surface self-potential tomography*, in "Geophysical Prospecting", 45.4, 1997, pp. 653-681.

Patella D., *Self-potential global tomography including topographic effects*, in "Geophysical Prospecting", 45, 1997, pp. 843-863.

Perrouy S., *Structural Evolution of the Gold-rich Ashanti Belt, SW Ghana*, in "Université Paul Sabatier-Toulouse III", 2012.

Pierson H. O., *Handbook of carbon, graphite, diamonds and fullerenes: processing, properties and applications*, William Andrew, 2012.

- Pohl W. L., *Economic geology: Principles and practice*, John Wiley & Sons, 2011.
- Revil A., Jardani A., *The self-potential method: Theory and applications in environmental geosciences*, Cambridge University Press, 2013.
- Revil A., Ehouarne L., Thyreault E., *Tomography of self-potential anomalies of electrochemical nature*, in "Geophysical Research Letters", 28.23, 2001, pp. 4363-4366.
- Sato M., Mooney H. M., *The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials*, "Geophysics", 25.1, 1960, pp. 226-249.
- Schlüter T., *Geological atlas of Africa*, Berlin: Springer, 2008.
- Srigutomo W., Agustine E., Zen M.H., *Quantitative Analysis of Self-Potential Anomaly: Derivative Analysis, Least-Squares Method and Non-Linear Inversion*, in "Indonesian Journal of Physics", 17.2, 2015.
- Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E., *Applied geophysics Vol. 1*, Cambridge university press, 1990.
- Upton P., Craw D., *Modelling the role of graphite in development of a mineralised mid-crustal shear zone, Macraes mine, New Zealand*, "Earth and Planetary Science Letters", 266.3, 2008, pp. 245-255.
- Walter J. M., *Fabric development, electrical conductivity and graphite formation in graphite-bearing marbles from the Central Damara Belt, Namibia*. Diss. PhD thesis, Georg-August-Universität Göttingen, 2004, pp. 289.
- Wilkinson P. B., et al., *A comparison of self-potential tomography with electrical resistivity tomography for the detection of abandoned mineshafts*, in "Journal of Environmental & Engineering Geophysics", 10.4, 2005, pp. 381-389.
- Xiao F., *Gravity correlation imaging with a moving data window*, in "Journal of Applied Geophysics", 112, 2015, pp. 29-32.
- Y e n d a w J . A . , *Geology of Ghana*, in "Academia.edu : Lecture notes", University of mines and technology, Tarkwa, Ghana.